



METAMORFISMO PALEOPROTEROZÓICO DO CINTURÃO MINEIRO: CONSIDERAÇÕES PETROGRÁFICAS A PARTIR DOS DIORITOS BRUMADO E RIO GRANDE ¹

(Com 32 figuras)

CIRO ALEXANDRE ÁVILA ²
ANGÉLICA FREITAS CHERMAN ³
JOEL GOMES VALENÇA ⁴

RESUMO: Os dioritos Brumado e Rio Grande estão localizados na borda meridional do cráton São Francisco e reúnem rochas dioríticas, quartzo-dioríticas e tonalíticas compostas principalmente por hornblenda verde e plagioclásio cálcico. O diorito Brumado foi subdividido em quatro fácies, designadas de grossa, média, média-fina e microporfirítica seriada, enquanto no diorito Rio Grande, por estar deformado, feições faciológicas não foram individualizadas. Os dois corpos dioríticos possuem xenólitos de rochas anfíbolíticas e metaultramáficas do *greenstone belt* Rio das Mortes e são cortados por diversos diques e apófises de rochas granitóides com idades variando entre 2121 ± 7 Ma (granitóide Ritápolis) e 2101 ± 8 Ma (granitóide Itumirim). As idades mínimas de cristalização dos dioritos Rio Grande (2155 ± 3 Ma) e Brumado (2131 ± 4 Ma) relacionam os mesmos à evolução Paleoproterozóica do cinturão Mineiro. A mineralogia primária dos dois corpos dioríticos foi modificada por um evento metamórfico de fácies xisto verde caracterizado pela paragênese actinolita+albita+epidoto+titanita. A presença de hornblenda verde azulada no diorito Rio Grande sugere temperatura de metamorfismo um pouco mais elevada em relação ao diorito Brumado, porém ainda dentro do intervalo da fácies xisto verde ou, no máximo, epidoto anfíbolito. A idade mínima do evento metamórfico regional na região entre Lavras e São João del Rei varia entre 2121 e 2101 Ma e é diferente da idade do pulso metamórfico desenvolvido no Quadrilátero Ferrífero, que varia entre 2059 Ma e 2041 Ma. A mineralogia metamórfica do diorito Brumado foi substituída, em certos locais, por uma paragênese metassomática potássica, relacionada à intrusão de diques e apófises do granitóide Ritápolis.

Palavras-chave: Diorito. Petrografia. Metamorfismo. Paleoproterozóico. Cinturão Mineiro.

ABSTRACT: Paleoproterozoic metamorphism of the Mineiro belt: petrographic considerations from the Brumado and Rio Grande Diorites.

The Brumado and Rio Grande diorites are located in the southernmost portion of São Francisco craton and are composed mainly of hornblende and calcic plagioclase. The rocks of these bodies are represented by diorites, quartz-diorites, and tonalites. Brumado diorite was subdivided into four facies (course, medium, fine/medium, and microporphyritic seriate), while primary features were not present in Rio Grande diorite. Brumado and Rio Grande diorites display xenoliths of amphibolites and metaultramafic rocks of Rio das Mortes greenstone belt. Dykes and apophysis of Ritápolis granitoid (2121 ± 7 Ma) and Itumirim granitoid (2101 ± 8 Ma) cut randomly the dioritic bodies. The minimum ages of crystallization of Rio Grande (2155 ± 3 Ma) and Brumado (2131 ± 4 Ma) diorites relate them to the Mineiro belt Paleoproterozoic evolution. The primary mineralogy of both bodies was modified by a green schist metamorphic facies characterized by actinolite+albite+epidote+sphene paragenesis. The presence of pale blue hornblende in the Rio Grande diorite indicates conditions of green schist or epidote amphibolite. The minimum age of regional metamorphic event that occurred in the Lavras-São João del Rei cities vary between 2121–2101 Ma and is significantly older than the reported metamorphic event in the Quadrilátero Ferrífero region (2059–2041 Ma). The metamorphic mineralogy of Brumado diorite was locally modified by a potassic metassomatic event related to the Ritápolis granitoid.

Key words: Diorite. Petrography. Metamorphism. Paleoproterozoic. Mineiro belt.

¹ Submetido em 30 de março de 2007. Aceito em 10 de junho de 2008.

² Departamento de Geologia e Paleontologia, Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Quinta da Boa Vista s/n, 20940-040 - São Cristóvão, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. E-mail: avila@mn.ufrj.br.

³ Departamento de Geociências, Instituto de Agronomia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. Rodovia BR-465 km 7, Cidade Universitária, 23890-000 - Seropédica, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. E-mail: acherman@ufrj.br.

⁴ Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Avenida Brigadeiro Trompowski, Cidade Universitária, 21949-900 - Ilha do Fundão, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. E-mail: valenca@ufrj.br.

INTRODUÇÃO

A borda meridional do cráton São Francisco apresenta evolução geológica complexa, estando, em parte, associada ao desenvolvimento do cinturão Mineiro – um arco magmático Paleoproterozóico (TEIXEIRA *et al.*, 2000). Neste contexto, a região entre Lavras e São João del Rei é caracterizada pela presença de intenso plutonismo cálcio-alcálico de natureza mantélica, crustal e mista (NOCE *et al.*, 2000), tipificado por gabros, dioritos, tonalitos, granodioritos e granitos (ÁVILA, 2000). Dentre os corpos dioríticos, destacam-se os plutons Brumado, Rio Grande, Glória, Ibituruna e Tanque de Baixo (ÁVILA, 2000; Couto, 2000; Quéméneur & Noce, 2000). Estes apresentam feições geológicas semelhantes, são intrusivos em rochas anfíbolíticas e metaultramáficas do *greenstone belt* Rio das Mortes e estão associados à evolução paleoproterozóica do cinturão Mineiro.

O presente estudo tem por objetivo apresentar as principais feições de campo e petrográficas dos dioritos Brumado e Rio Grande, no intuito de relacionar as transformações observadas na mineralogia primária desses corpos com a ação de um evento regional, representado pelo metamorfismo Paleoproterozóico II desenvolvido quase que sincronicamente com o último pulso magmático, que varia em idade entre 2121 e 2101 Ma.

GEOLOGIA REGIONAL E EVENTOS METAMÓRFICOS

A evolução policíclica da borda meridional do Cráton São Francisco inclui eventos magmáticos, metamórficos e tectônicos tanto Arqueanos, quanto Paleoproterozóicos e Neoproterozóicos, estando o evento paleoproterozóico associado à convergência de fragmentos neoarqueanos com idades entre 3,2 e 2,5 Ga (TEIXEIRA *et al.*, 2000). Neste contexto, desenvolveu-se o magmatismo do cinturão Mineiro entre 2,25 e 1,90 Ga (Fig. 1), ilustrado por intrusões de natureza cálcio-alcálica e alcálica e por diques máficos (TEIXEIRA *et al.*, 2005). Idades U-Pb (CAMPOS, 2004; ÁVILA *et al.*, 2006b) e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ por evaporação de Pb em zircão (ÁVILA, 2000; CHERMAN, 2004) apontam que o principal período de atividade magmática do cinturão Mineiro, na região entre Lavras e São João del Rei, transcorreu entre 2255 ± 6 Ma e 2101 ± 8 Ma, enquanto idades Rb-Sr mais novas, entre 2060 e 1860 Ma foram interpretadas por ÁVILA *et al.* (2006b) como decorrentes de rejuvenescimento associado à

abertura isotópica tardia dos sistemas.

Trabalhos petrográficos detalhados desenvolvidos nas rochas metavulcânicas das faixas *greenstone* e nos corpos subvulcânicos e plutônicos do cinturão Mineiro apontam para a atuação de pelo menos três eventos metamórficos-deformacionais na região entre Lavras e São João del Rei (Tab.1).

O evento metamórfico-deformacional mais novo, Neoproterozóico, está melhor representado nas rochas do embasamento das megasseqüências São João del Rei, Carandaí e Andrelândia (RIBEIRO *et al.*, 1995), e a paragênese representativa do mesmo pode estar ou não superimposta às paragêneses relacionadas aos eventos mais antigos (ÁVILA *et al.*, 1996). O segundo evento é o responsável pela orientação regional das faixas *greenstone* e dos corpos plutônicos segundo a direção NEE-SWW, bem como pelo desenvolvimento de uma foliação subvertical nas rochas metamáficas e metaultramáficas das faixas *greenstone* (CHERMAN, 2004). Nos corpos dioríticos do presente trabalho este evento ocasionou a formação da paragênese actinolita±albita±epidoto±biotita±titanita (ÁVILA, 1992, 2000; COUTO, 2000). Um outro evento metamórfico-deformacional, mais antigo, ocasionou nas rochas metamáficas a formação da paragênese Mg-hornblenda/Fe-hornblenda+oligoclásio/andesina±clorita±epidoto±biotita±titanita±ilmenita (TOLEDO, 2002), enquanto que nas rochas metaultramáficas a paragênese crisotila+antigorita±talco±magnetita±magnetita (CHERMAN, 1999).

CORPOS DIORÍTICOS

A primeira descrição de rochas dioríticas na região entre as cidades de Lavras e Barbacena remonta ao trabalho pioneiro de ERICHSEN (1929), que cita a presença das mesmas nas proximidades da antiga estação ferroviária de Ibitutinga. Posteriormente, GUIMARÃES & GUEDES (1944) reuniram essas rochas sob a denominação de quartzo diorito Ibitutinga, enquanto PIRES & PORTO JÚNIOR (1986) prolongaram a área de exposição das mesmas até logo após o vilarejo do Glória. Contudo, a evolução do conhecimento geológico das rochas dioríticas do corpo em questão, conjuntamente com as feições de campo (ÁVILA, 1992), petrográficas (ÁVILA & VALENÇA, 1992), geoquímicas (ÁVILA & VALENÇA, 1993; ÁVILA, 2000; ÁVILA *et al.*, 2006a) e isotópicas (ÁVILA *et al.*, 2006b) possibilitaram a individualização do quartzo diorito Ibitutinga em dois corpos distintos: diorito Brumado e quartzo monzodiorito Glória (Fig.2).

A partir da década de 90, esta mesma área vem sendo estudada detalhadamente, culminando com a identificação e delimitação, em mapa, de diversos novos corpos plutônicos. Dentre estes, destacam-se corpos dioríticos e gabróticos representados por: um corpo diorítico sem designação formal, aflorante ao norte da cidade

de Dolores de Campos (PADILHA *et al.*, 1991); o quartzo diorito do Brito (ÁVILA *et al.*, 1998); os gabros Rio Grande e Rio dos Peixes (TOLEDO, 2002); o quartzo diorito Dolores de Campos (RIBEIRO *et al.*, 2003); o gabro Martins e os dioritos Ibituruna, Tanque de Baixo e Capivari (QUÉMÉNEUR & NOCE, 2000; QUÉMÉNEUR *et al.*, 2003).

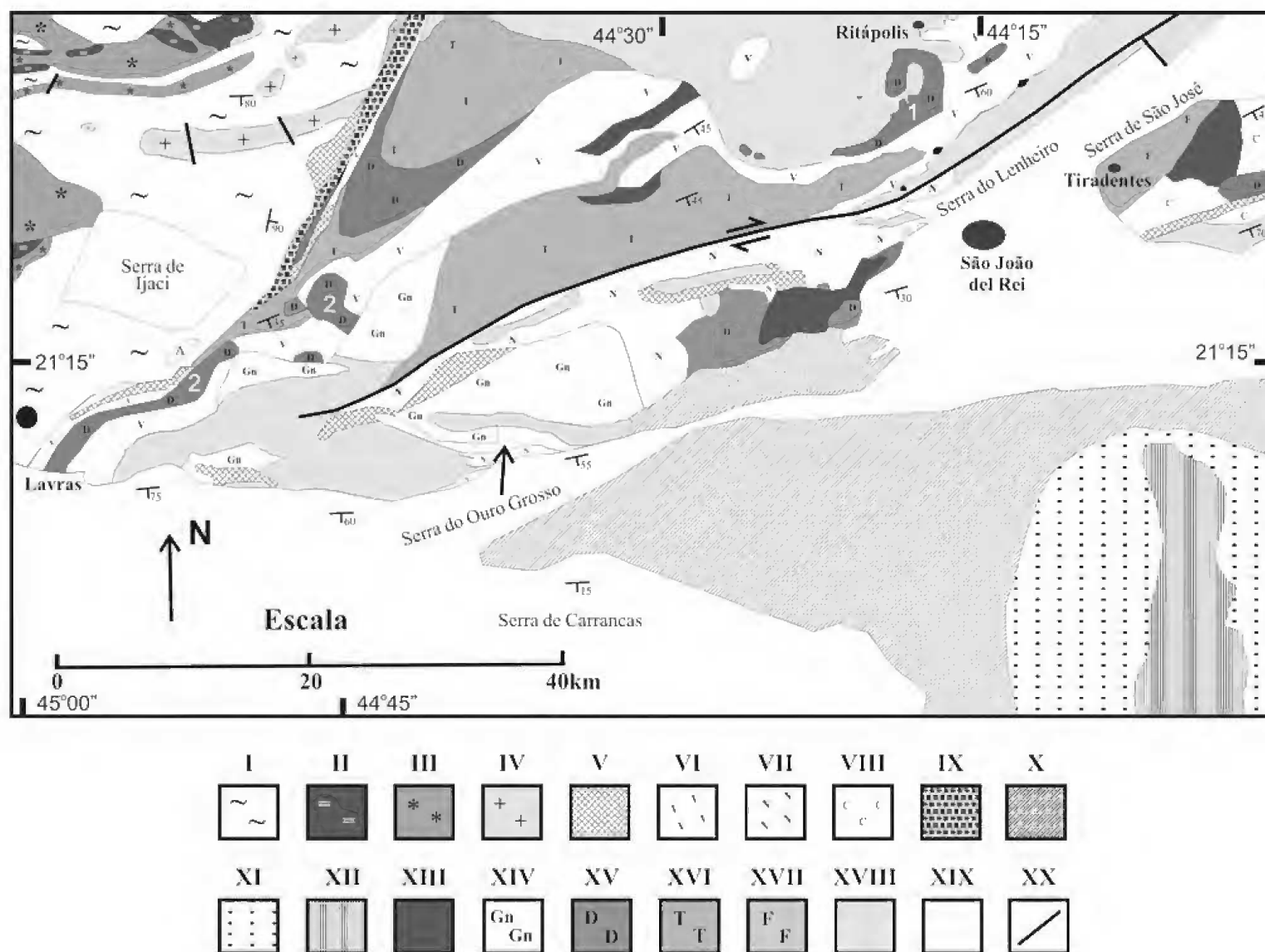


Fig.1- Mapa geológico esquemático da região entre as cidades de Lavras e São João del Rei (compilado de ÁVILA, 2000; TOLEDO, 2002; ÁVILA *et al.*, 2003; QUÉMÉNEUR *et al.*, 2003; RIBEIRO *et al.*, 2003). Arqueano: I – Gnaisses tonalíticos, trondhjemiticos e granodioríticos. II – Corpos de enderbitos, tonalitos, anortositos e gabros. III – Charnockitos. IV – Granitóides. Arqueano/Paleoproterozóico: V - Corpos metaultramáficos. VI – *Greenstone belt* Rio das Mortes. VII – *Greenstone belt* Nazareno. VIII – *Greenstone belt* Dolores de Campos. Paleoproterozóico: IX – Supergrupo Minas. X - Granitóides indivisos. XI – Gnaiss Piedade. XII – Gnaiss Sienítico da Serra dos Matolas. XIII – Piroxenitos – Gabros. XIV – Ortognaisses velhos. XV - Dioritos, quartzo-dioritos e quartzo-monozodioritos. XVI – Tonalitos e trondhjemitos. XVII – Metafelsitos, metamafitos e rochas metassedimentares. XVIII – Granodioritos e granitos. Mesoproterozóico-Neoproterozóico: XIX – Rochas metassedimentares das Megassequências São João del Rei, Carandaí e Andrelândia. XX – Principais falhas no embasamento Arqueano/Paleoproterozóico. 1 – Diorito Brumado (2131 ± 4 Ma). 2 – Diorito Rio Grande (2155 ± 3 Ma).

TABELA 1. Principais características dos três eventos metamórficos – deformacionais representados em rochas da região de Lavras–São João del Rei, borda meridional do Cráton São Francisco, Minas Gerais.

IDADE DO EVENTO METAMÓRFICO	FÁCIES METAMÓRFICA	PARAGÊNESE	ROCHAS E PROCESSOS ENVOLVIDOS
Neoproterozóico entre 604 e 567 Ma (SOLLNER & TROUW, 1997; TROUW & PANKHURST, 1993)	Xisto verde (pressão alta) a anfibolito	Cianita + biotita + clorita + granada + cloritóide + quartzo + estauroлита (RIBEIRO <i>et al.</i> , 1995)	Quartzitos, xistos e filitos das megassequências São João del Rei e Carandaí. Falhas e zonas de cisalhamento como reflexo nas rochas do embasamento
Paleoproterozóico II entre 2131 e 2101 Ma (ÁVILA, 2000)	Xisto verde e/ou anfibolito inferior	Actinolita ± albita ± epidoto ± biotita ± titanita (ÁVILA, 1992; SILVA, 1996)	Rochas dos <i>greenstone belts</i> Nazareno e Rio das Mortes; piroxenitos e dunitos; ortognaisses, trondhjemitos, granodioritos granitos e dioritos do cinturão Mineiro
Paleoproterozóico I entre 2250 e 2170 Ma	Anfibolito médio	Mg-Fe hornblenda + oligoclásio - andesina ± clorita ± epidoto ± biotita ± titanita ± ilmenita (CHERMAN, 1999; TOLEDO, 2002)	Anfibolitos, metakomatiitos, xistos, filitos, gonditos e quartzitos dos <i>greenstone belts</i> Nazareno e Rio das Mortes; piroxenitos e dunitos; ortognaisses do cinturão Mineiro

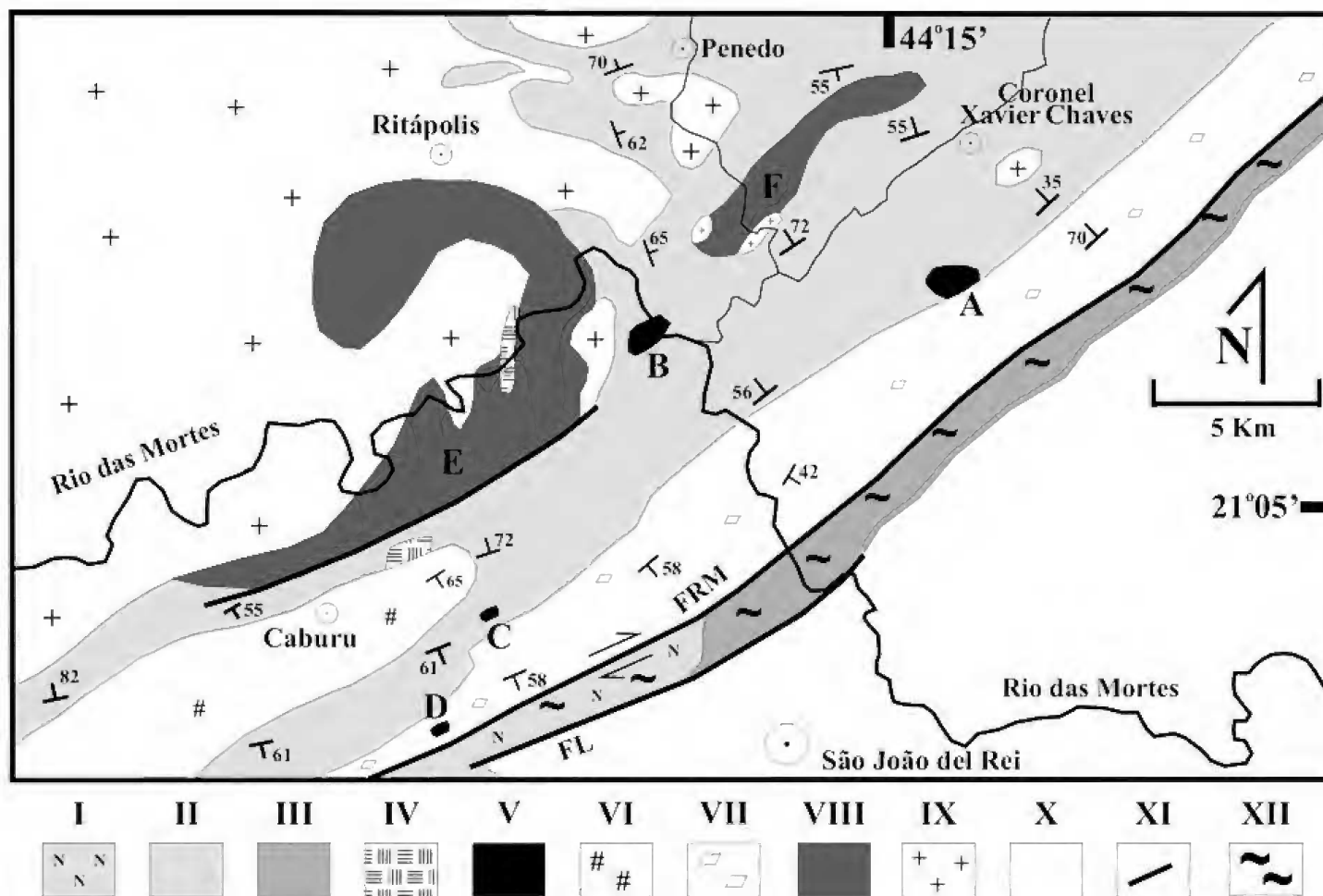


Fig.2 – Mapa geológico da região entre as cidades de Ritópolis, São João del Rei e Coronel Xavier Chaves. Modificado de ÁVILA *et al.* (2004). I – *Greenstone belt* Nazareno: rochas metaultramáficas e restritas ocorrências de rochas anfibolíticas, metapelíticas e quartzíticas. II - *Greenstone belt* Rio das Mortes: rochas anfibolíticas com espessos pacotes de metapelitos, gonditos e quartzitos. Presença restrita de gnaisses e rochas metaultramáficas. III – Granitóide milonítico Cruz das Almas. IV – Rochas metaultramáficas. V – Corpos Piroxeníticos – Gabróicos (A, B, C, D). VI – Tonalito/Trondhjemitos Cassiterita (2162 ± 10 Ma). VII – Gnaiss Granítico Fê (2191 ± 9 Ma). VIII – Corpos Dioríticos – Monzodioríticos: E – Diorito Brumado (2131 ± 4 Ma) e F – Quartzo-monzodiorito Glória (2188 ± 29 Ma). IX – Granitóide Ritópolis (2121 ± 7 Ma). X – Megassequências São João del Rei (Paleoproterozóico-Estateriano), Carandaí (Mesoproterozóico) e Andrelândia (Neoproterozóico) e sedimentos recentes. XI – Falhas. XII – Zona de Cisalhamento do Lenheiro. FRM: Falha transcorrente do Rio das Mortes. FL: Falha do Lenheiro.

Em relação às rochas do diorito Rio Grande, a primeira citação das mesmas coube a FORTES & LARANJEIRAS (1987), que consideraram estas como metagabros arqueanos e as reuniram com anfibolitos em uma unidade metamáfica do *greenstone belt* Barbacena. Posteriormente, COUTO (2000) definiu, a partir de estudos de campo e petrográficos, que os metagabros de FORTES & LARANJEIRAS (1987) corresponderiam na realidade a vários pequenos corpos metamorfisados de rochas dioríticas, quartzo-dioríticas e tonalíticas.

DIORITO BRUMADO

I) Aspectos de campo

O diorito Brumado possui em planta forma semi-ovalada alongada (orientado segundo o *trend* NEE-SWW), subentende cerca de 30km² de área e seus principais afloramentos são encontrados entre a cidade de Ritápolis e os vilarejos de Caburu e Ibitutinga (Fig.2). Rochas deste mesmo corpo também estão presentes ao norte da cidade de Cassiterita como *roof pendant* no granitóide Ritápolis.

Suas rochas variam de verde escuras a branca amarronzadas, finas a grossas e foram subdivididas em quatro diferentes fácies, três das quais são hipidiomórficas equigranulares e,

respectivamente, de granulação grossa, média e média/fina, enquanto a quarta fácies é microporfirítica seriada. Dentre as fácies equigranulares, a de granulação média predomina espacialmente em relação às demais e nesta é observada, de forma bastante restrita, a presença de textura de fluxo magmático, dada pela orientação de cristais hipidiomórficos de plagioclásio e hornblenda. Rochas das fácies equigranular média, equigranular média/fina e microporfirítica seriada apresentam orientação mineral, dada por grãos de biotita, cujo desenvolvimento é relacionado ao evento metamórfico-deformacional Paleoproterozóico II, interpretado como mais novo que o evento Paleoproterozóico I (Tab.1). Em relação à ordenação cronológica entre as fácies, caracterizou-se que rochas da fácies média possuem enclaves autolíticos de rochas da fácies microporfirítica seriada (Fig.3), bem como cortam as mesmas através de diques (Fig.4).

O diorito Brumado possui xenólitos de rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes, que podem variar em tamanho de 2 até 50cm e apresentam formas desde angulosas até arredondadas (Fig.5), bem como de uma rocha metaultramáfica muito rica em actinolita (Fig.6), correlacionada por ÁVILA *et al.* (1999) às rochas dos corpos piroxeníticos-gabróicos acamadados, que afloram nas proximidades.

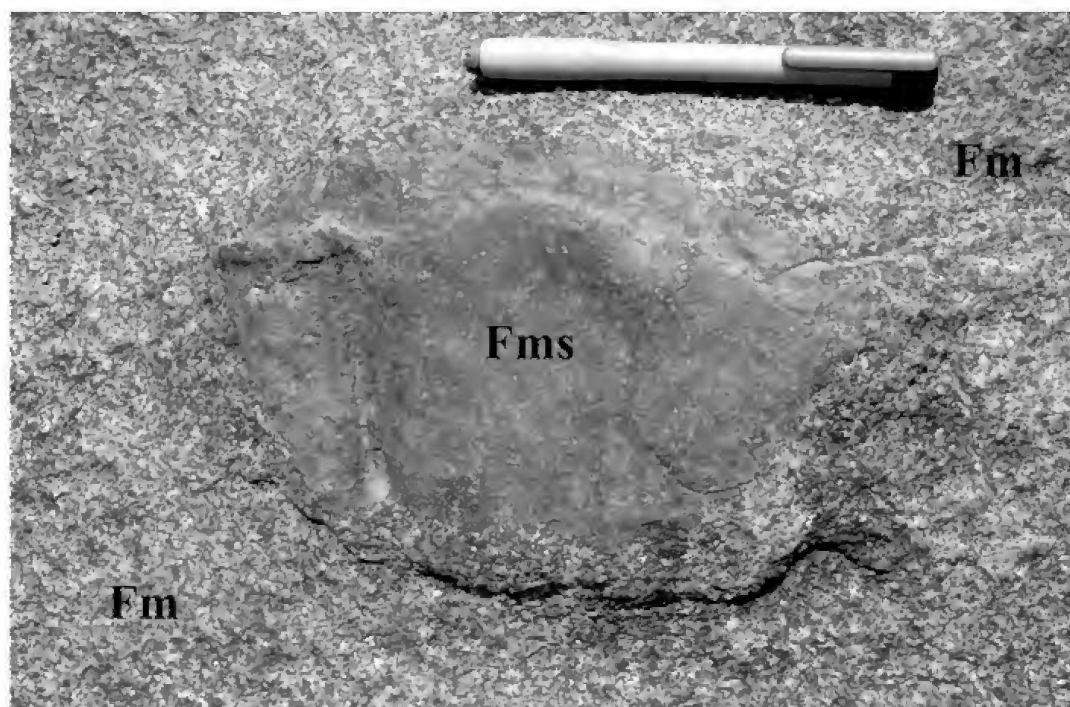


Fig.3 – Enclave autolítico com forma arredondada de rocha da fácies microporfirítica seriada (Fms) em rocha da fácies média (Fm) do diorito Brumado.

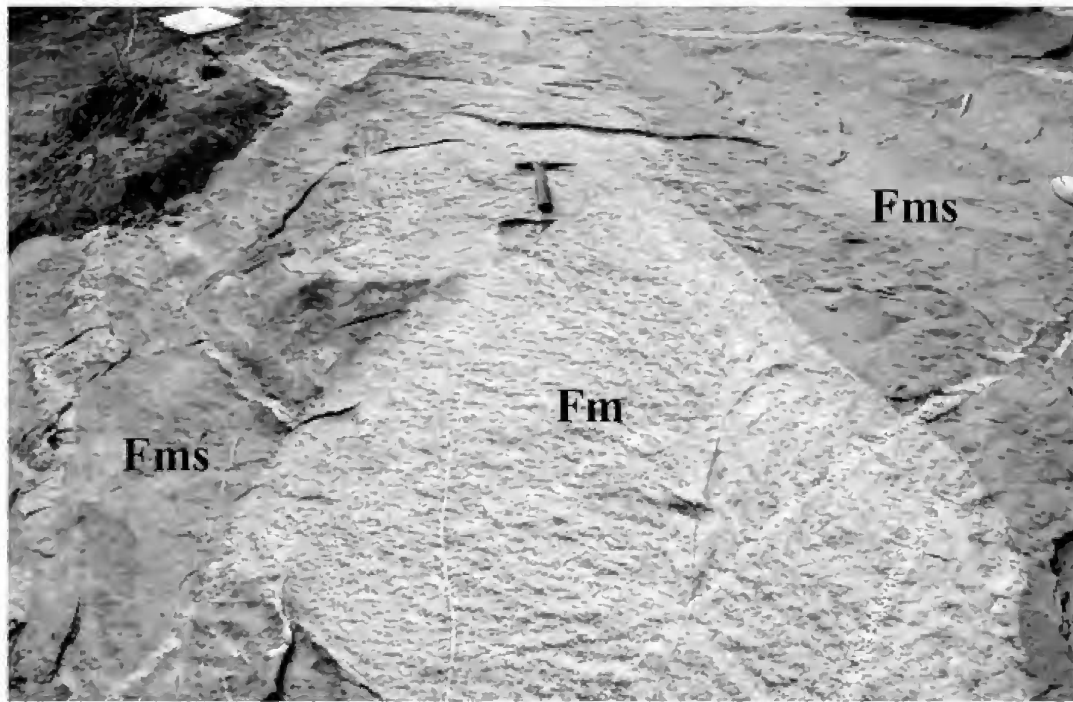


Fig.4 – Corpo da fácies média (Fm) cortando rochas da fácies microporfirítica seriada (Fms) do diorito Brumado.

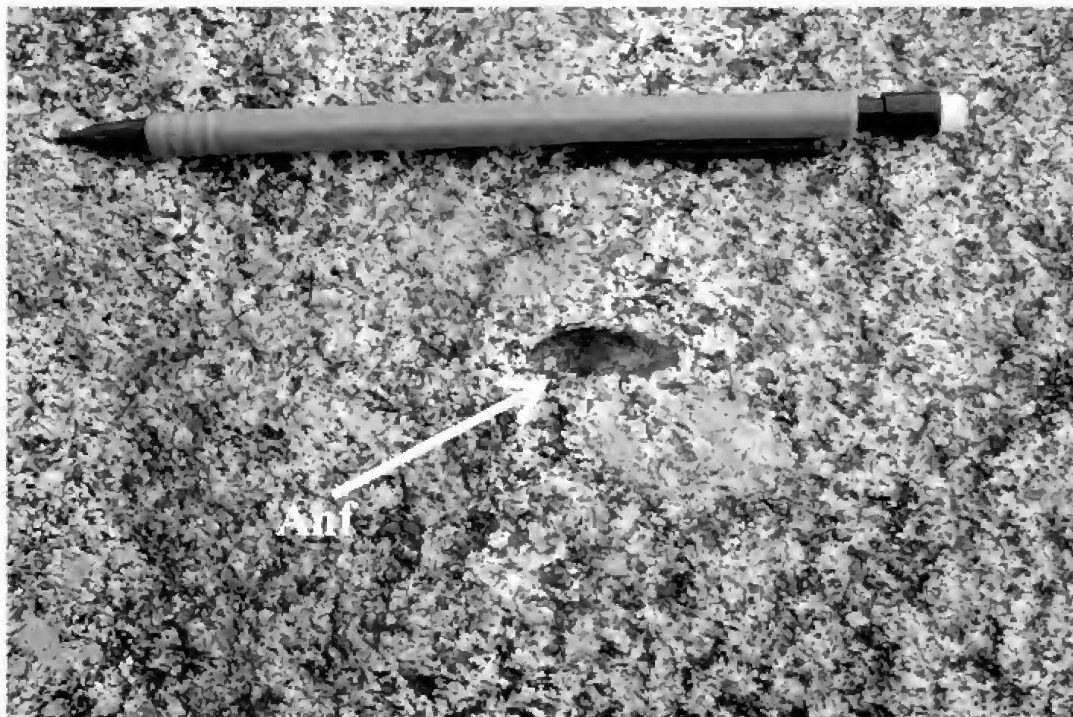


Fig.5 – Enclave xenolítico com forma elíptica de rocha anfibolítica (Anf) do *greenstone belt* Rio das Mortes em rocha da fácies média do diorito Brumado.

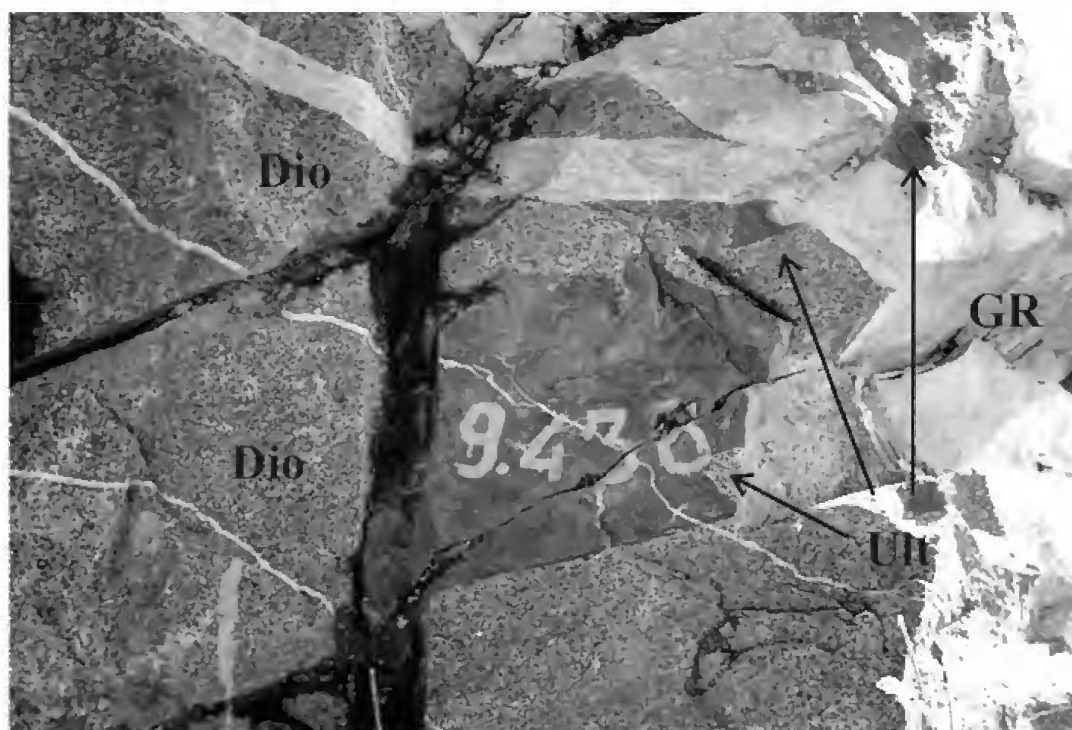


Fig.6 – Xenólitos com contatos retos e angulosos de rocha metaultramáfica (Ult) muito rica em actinolita no diorito Brumado (Dio). Um dos xenólitos no diorito Brumado é cortado por um dique fêlsico do granitóide Ritápolis.

O corpo diorítico é, ainda, cortado por uma grande quantidade de apófises (Figs.7-8) e diques de rochas fêlsicas (Fig.9), correlacionados ao granitóide Ritápolis, cuja idade mínima de cristalização por evaporação de Pb em zircão é de 2121 ± 7 Ma (ÁVILA *et al.*, 1998). Em algumas dessas ocorrências, feições muito peculiares, relacionadas a processos de transformação da hornblenda e da actinolita das rochas dioríticas em biotita (que foram englobadas sob o termo biotitização ou metassomatismo potássico) se restringem à região de contato entre as rochas do diorito e aquelas de alguns dos diques das rochas granitóides, onde passa a predominar amplamente biotita. Ao se afastar da região de contato, volta a predominar nas rochas dioríticas a hornblenda sobre a biotita.

II) Aspectos petrográficos

O corpo Brumado é representado por dioritos, quartzo-dioritos e tonalitos compostos por hornblenda verde amarronzada, plagioclásio (andesina), biotita, quartzo, microclina (muito rara), zircão, apatita, allanita, magnetita, ilmenita, pirita, calcopirita, molibdenita, esfalerita e galena. Actinolita, albita, epidoto, titanita, mica branca, clorita e carbonato são minerais metamórficos e

secundários. A variação faciológica presente no diorito Brumado é acompanhada por uma variação composicional, onde na fácies grossa predominam termos dioríticos; na fácies média, termos quartzo-dioríticos e tonalíticos; na fácies fina/média termos tonalíticos; e na fácies microporfirítica termos quartzo-dioríticos e tonalíticos (Fig.10). Cabe ressaltar que coexistem minerais primários e metamórficos nas rochas das diferentes fácies do diorito Brumado.

II.1) Fácies Grossa

Esta fácies encerra somente rochas dioríticas (Fig.11; Tab.2), nas quais os grãos de hornblenda e plagioclásio variam, em geral, entre 4,0 e 6,0mm. Localmente, contudo, foi observada a presença de pequenos bolsões desses minerais, com granulação superior a 10mm. Rochas com granulação semelhante a estas, representadas por dioritos pegmatíticos, foram mapeadas na Ilha de Jersey na Inglaterra e denominadas por WELLS & BISHOP (1955) de apinitos.

A principal textura observada encontra-se moderadamente modificada por um evento metamórfico regional, que ocasionou o re-equilíbrio das faces cristalinas dos minerais primários preexistentes, principalmente a hornblenda.

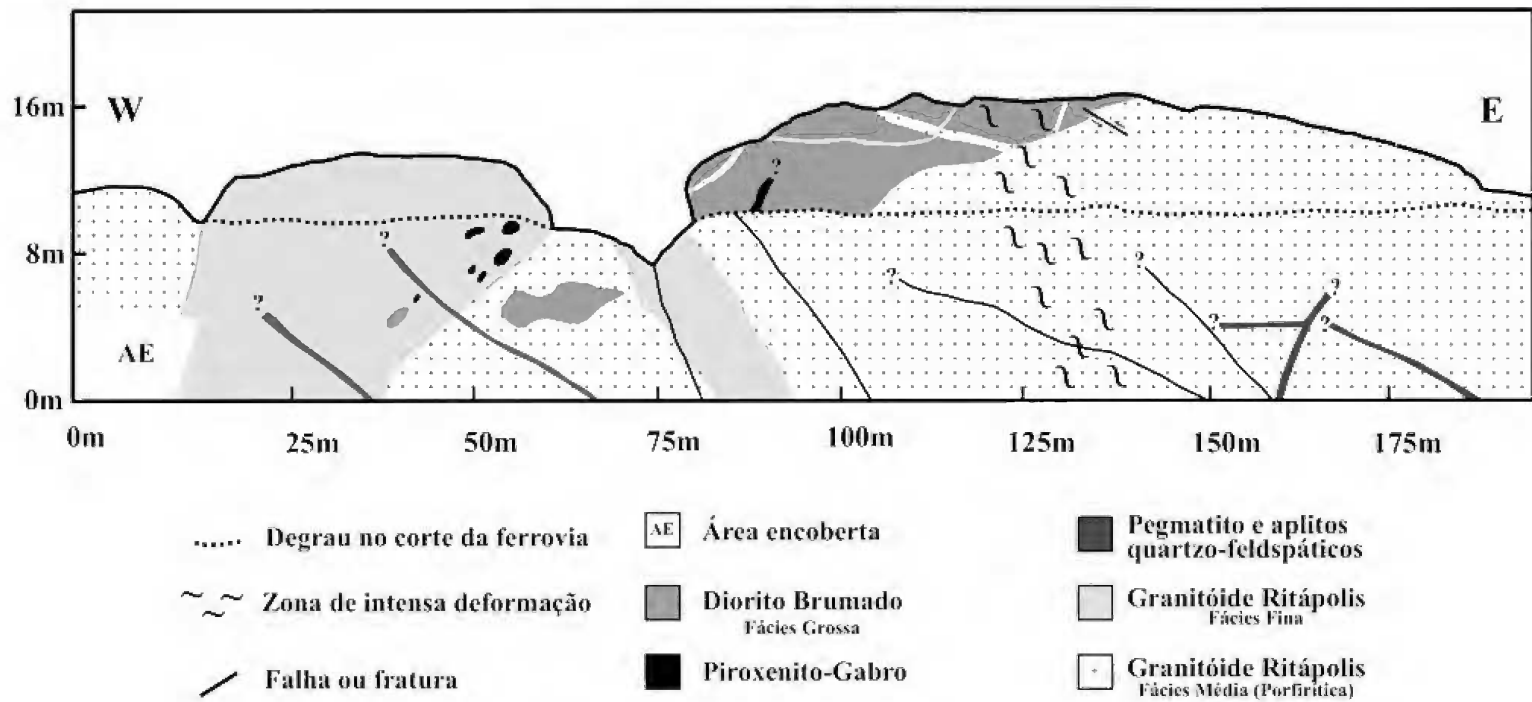


Fig.7 – Perfil esquemático de um corte da ferrovia do Aço próximo à rodovia São João Del Rei – Ritápolis, onde se observa a presença de diques félsicos associados ao granitóide Ritápolis cortando rocha do diorito Brumado.

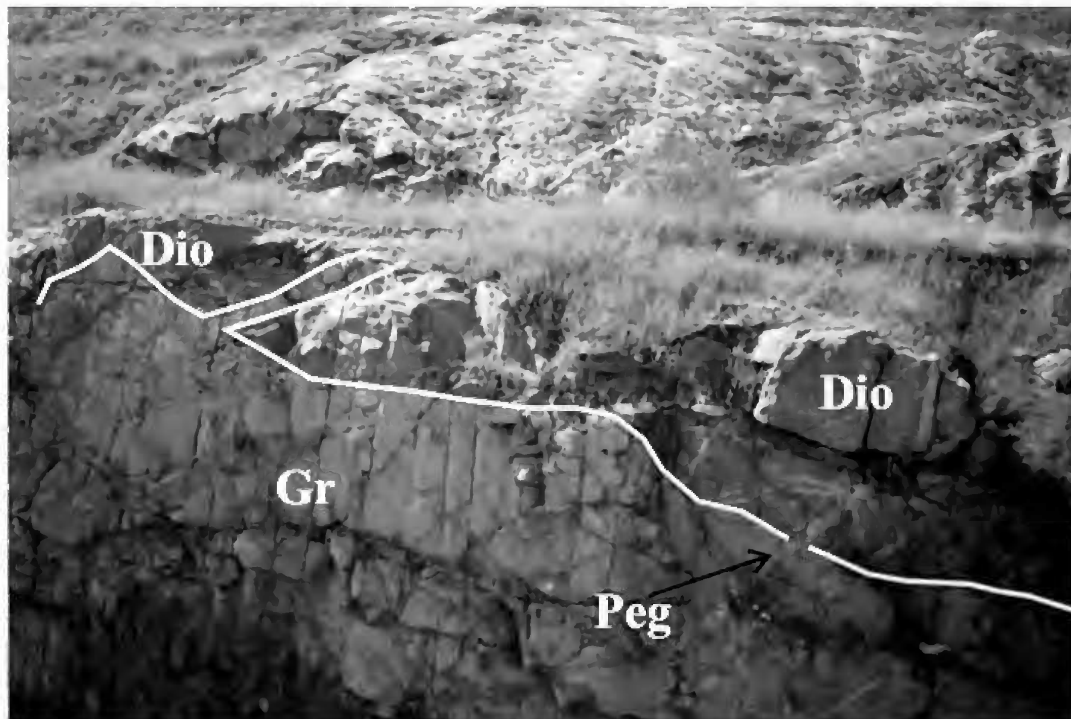


Fig.8 – Contato entre o granitóide Ritápolis (Gr) e rocha da fácies grossa do diorito Brumado (Dio). Destaca-se, inclusive, a presença de um delgado dique félsico do granitóide Ritápolis cortando as rochas do diorito e de um pegmatito (Peg) que trunca o contato diorito/granito.

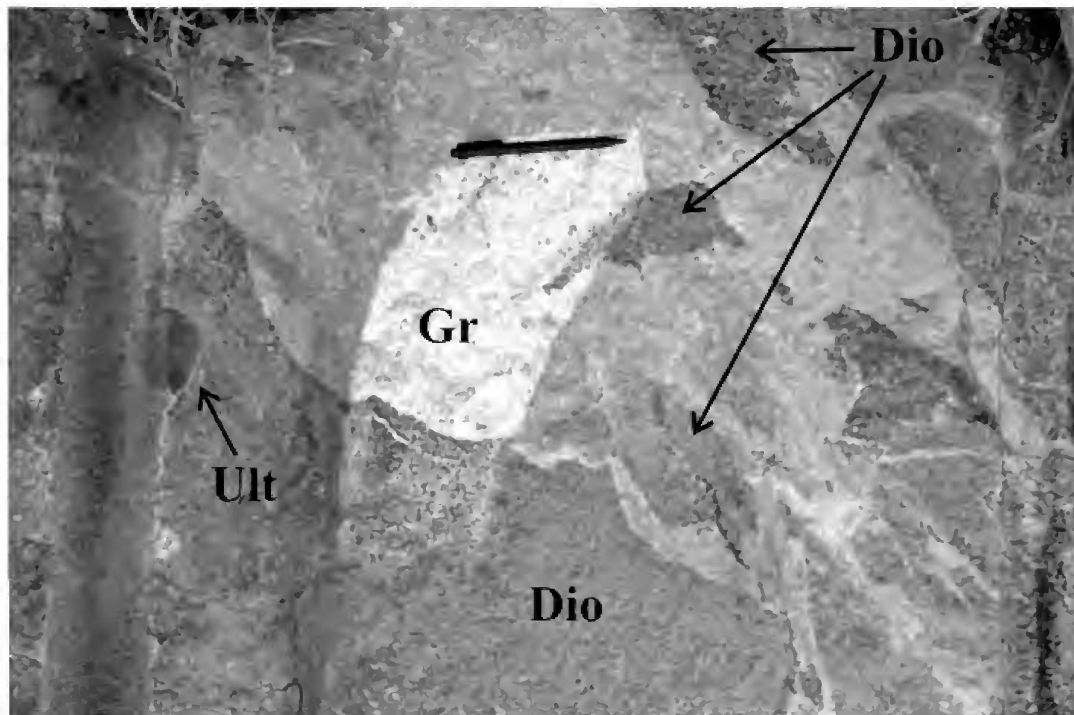


Fig.9 – Dique félsico associado ao granitóide Ritápolis (Gr) com contatos sinuosos cortando rocha do diorito Brumado (Dio) e apresentando, inclusive, xenólitos do mesmo. Destaca-se ainda, a presença de um xenólito subarredondado de rocha metaultramáfica (Ult) no diorito.

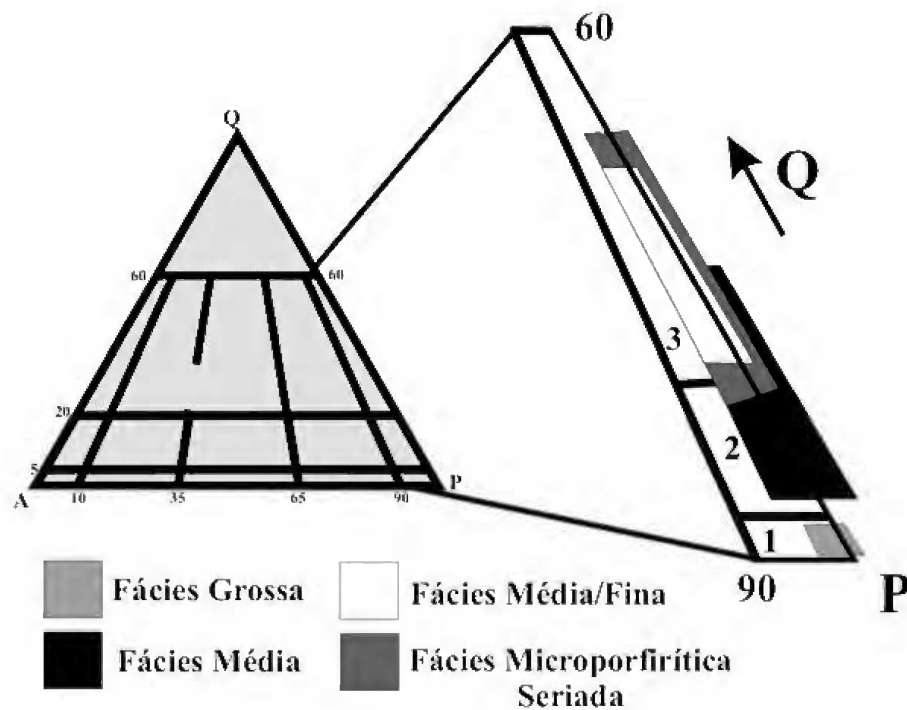


Fig.10 – Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para as rochas das diferentes fácies do diorito Brumado. Campos do diagrama: 1 – Diorito/gabro; 2 – Quartzo-diorito/quartzo-gabro; 3 – Tonalito.

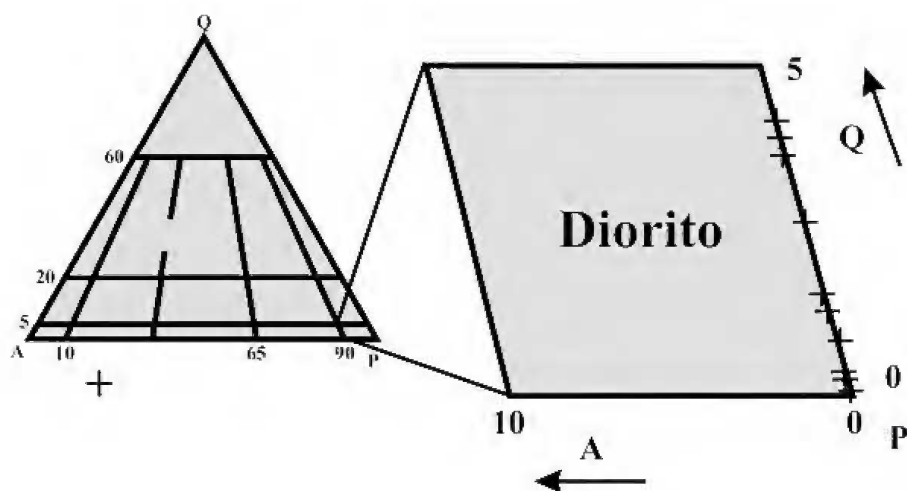


Fig.11 - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para as rochas da fácies grossa do diorito Brumado.

TABELA 2. Análises modais (a) de rochas da fácies grossa do diorito Brumado.

Amostra	AF 2B	AF 2V	CT 130	AF 2P	AF 2R	AF 2S	AF 2T	AF 2U	CT 126	CT 126A
Classificação (*)	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D
Σ Min. Máf.	35,7	50,1	40,5	74,1	64,8	60,9	62,8	63,3	67,7	60,2
Hornblenda	---	Tr	---	51,9	49,9	40,1	30,3	51,2	34,2	36,7
Plagioclásio	53,3	49,7	59,5	25,5	35,2	39,1	37,2	36,7	31,1	39,4
Biotita	18,9	11,9	7,2	11,4	7,9	10,5	3,3	7,9	22,8	17,0
Actinolita	13,9	37,0	30,7	---	---	---	---	---	---	---
Epidoto	1,9	0,5	2,6	0,4	0,1	0,2	2,6	3,3	2,7	1,9
Quartzo	1,0	0,2	---	0,4	Tr	Tr	---	---	1,1	0,4
Min. Opaco	Tr	Tr	Tr	1,3	2,0	0,9	1,3	Tr	1,6	1,6
Titanita	0,5	0,7	Tr	3,3	2,8	1,4	3,1	0,9	3,0	1,6
Apatita	Tr	Tr	Tr	1,8	Tr	0,8	0,1	Tr	1,4	1,2
Zircão	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	0,2
Allanita	0,5	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Clorita	---	Tr	---	4,0	2,1	7,0	22,1	Tr	2,8	Tr
Mica Branca	10,0	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	---
Amostra	CT 132F	CT 132F ₁	CT 132F ₂	CT 132F ₃	DI 132A	DI 132C	DI 132D	SJR 32-2	SJR 32A	
Classificação (*)	D	D	D	D	D	D	D	D	D	
Σ Min. Máf.	71,9	64,6	60,7	63,1	46,1	58,7	49,3	43,7	78,2	
Hornblenda	41,0	40,1	44,2	48,0	30,6	41,0	37,2	27,0	54,2	
Plagioclásio	27,1	35,3	39,3	36,9	53,9	41,3	50,7	53,8	21,2	
Biotita	18,4	14,0	9,3	6,6	2,1	13,0	2,3	14,2	18,3	
Actinolita	---	---	---	---	Tr	---	---	Tr	Tr	
Epidoto	1,9	2,6	1,1	1,3	0,3	1,3	1,6	1,3	1,6	
Quartzo	1,0	0,1	---	Tr	---	Tr	---	2,5	0,6	
Min. Opaco	1,4	1,3	1,9	2,9	Tr	1,3	Tr	Tr	1,0	
Titanita	2,0	2,8	2,4	2,9	1,4	1,6	2,6	0,6	2,2	
Apatita	1,4	0,3	0,9	0,3	0,7	0,4	Tr	0,4	0,4	
Zircão	Tr	Tr	Tr	Tr	---	Tr	0,3	0,2	Tr	
Allanita	Tr	Tr	Tr	---	0,3	Tr	Tr	Tr	Tr	
Clorita	5,8	3,5	0,9	1,1	10,7	0,1	5,3	---	---	
Mica Branca	Tr	Tr	Tr	Tr	---	Tr	---	Tr	---	

Obs: (a) média de 1000 pontos; (*) protólitos: (D) diorito; (Σ Min. Máf.) somatório dos minerais máficos; (Min. Opaco) mineral opaco; (—) mineral ausente ou não observado; (Tr) < 0,1%.

Destaca-se, porém, a presença de feições magmáticas reliquias, representadas pela textura equigranular hipidiomórfica, cujos grãos de plagioclásio e hornblenda apresentam faces bem formadas, em arranjos regulares de cristais com granulação quase que uniforme.

Foram identificados dois tipos de anfibólio: hornblenda verde amarronzada e actinolita. O primeiro é muito mais abundante, apresenta granulação variando desde 4 até 10mm, enquanto a actinolita é mais rara, apresenta tamanho em torno de 2mm, surge da transformação metamórfica da hornblenda e com ela estão associados pequenos *blebs* de quartzo. O anfibólio pode, em geral, ser observado sob três formas distintas: hipidiomórfica, xenomórfica e cristaloblástica. As duas primeiras

constituem feições primárias, oriundas da cristalização do magma, enquanto a última é decorrente de modificações sub-solidus, representadas pelo metamorfismo.

Os grãos hipidiomórficos e xenomórficos de hornblenda verde amarronzada apresentam granulação entre 4 e 10mm e possuem finas exsoluções de minerais opacos e titanita, orientadas paralelamente às suas clivagens. Apresentam inclusões de apatita, zircão, plagioclásio, allanita e minerais opacos. Seu contato com o plagioclásio é irregular, podendo ao longo do mesmo se desenvolver o par epidoto-titanita. Transforma-se em actinolita (Fig.12), biotita (Fig.13) e clorita (Fig.14), principalmente ao longo de clivagens ou bordas dos grãos.

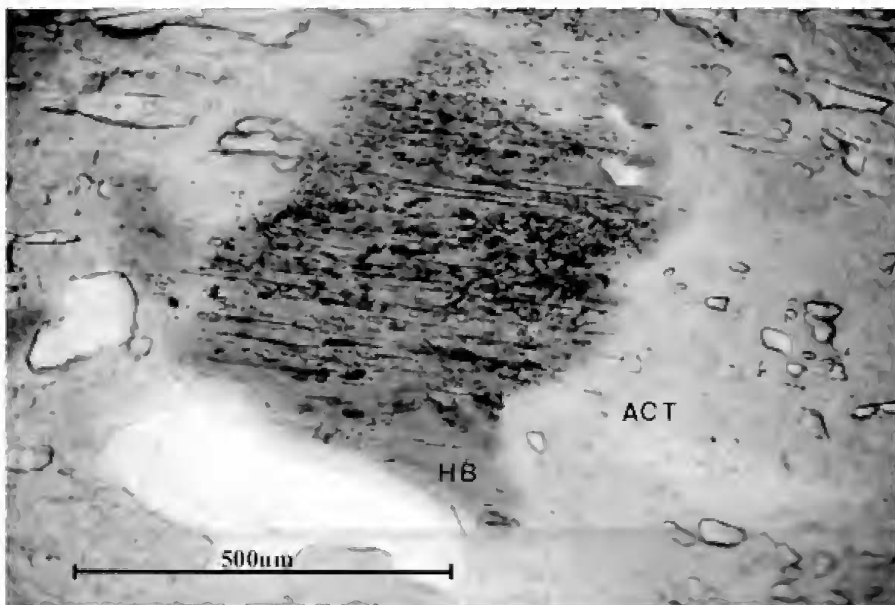


Fig.12 - Rocha do diorito Brumado exibindo grão de hornblenda (Hb) reliquiar, parcialmente transformado em actinolita (act). Observa-se no grão de hornblenda, a presença de uma grande quantidade de exsoluções de titanita e minerais opacos, enquanto o grão de actinolita encontra-se praticamente límpido. Polarizadores paralelos

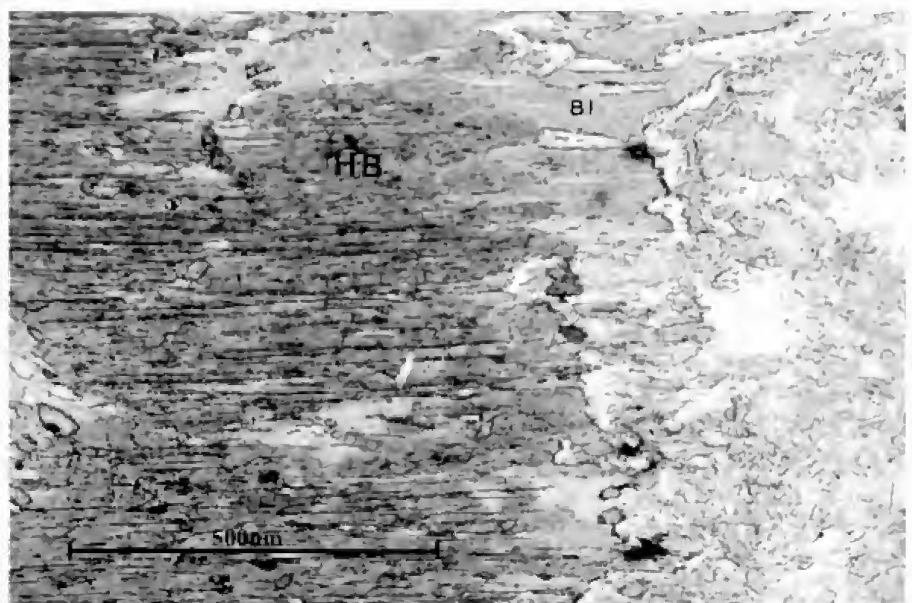


Fig.13 - Rocha do diorito Brumado mostrando a substituição parcial de um cristal de hornblenda (HB) por biotita (Bi). Esta substituição se processa da borda para o interior do grão de hornblenda e pode evoluir ao longo de planos de clivagens da mesma, a partir da percolação de soluções com potássio. Polarizadores paralelos.

O plagioclásio varia em composição de albita até labradorita e em tamanho, desde 4 até 10mm. Apresenta contorno hipidiomórfico com faces retilíneas e, mais raramente irregulares, devido às transformações metamórficas. Alguns grãos estão zonados, possuem inclusões de apatita e minerais opacos e encontram-se substituídos parcialmente ou completamente por zoisita e clinozoisita.

Apatita ocorre em grãos tanto hipidiomórficos, quanto xenoblásticos. Os primeiros possuem granulação entre 0,5 e 1,0mm e bordas de corrosão magmática interpenetradas com grãos de hornblenda. Os grãos hipidiomórficos podem conter pequenas inclusões de

minerais opacos, estarem inclusos no plagioclásio e na hornblenda e apresentarem grânulos de epidoto ao seu redor. Os grãos xenoblásticos encontram-se recristalizados, formando subgrãos com granulação menor do que 1,0mm e estão associados à titanita, biotita e ao epidoto, apontando para uma origem metamórfica e/ou metassomática.

O zircão é euédrico, possui inclusões de galena e pode apresentar feições típicas de dissolução magmática (Fig.15). A allanita também é euédrica e pode ser envolvida por epidoto. Tanto o zircão, quanto a allanita ocasionam a formação de halos metamórficos na hornblenda e na biotita.

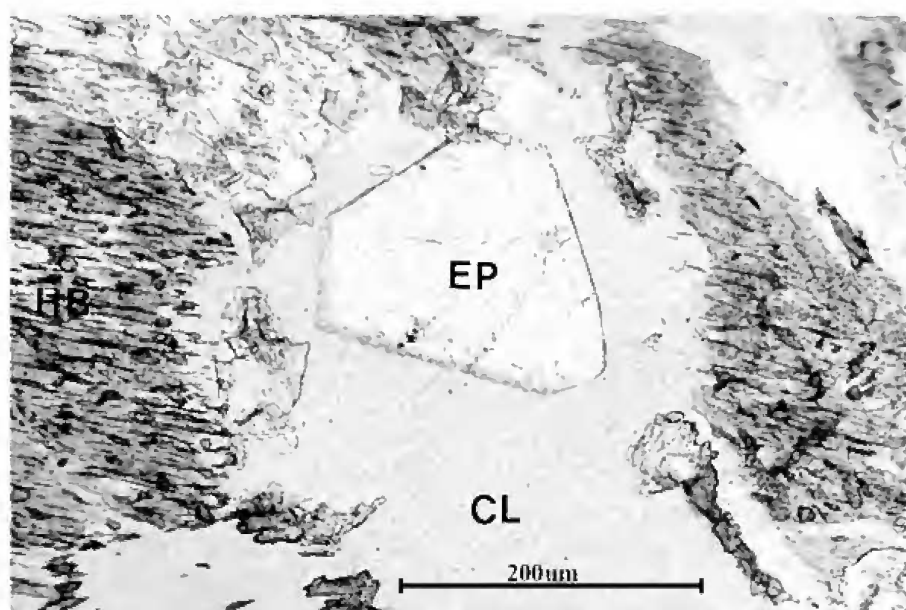


Fig.14 - Rocha do diorito Brumado exibindo a substituição de um cristal de hornblenda (Hb) por clorita (Cl). Associado à clorita forma-se um grão idioblástico de epidoto (ep). Destaca-se que a titanita e a ilmenita presentes como inclusões na hornblenda não são preservadas durante a transformação da mesma para clorita. Polarizadores paralelos

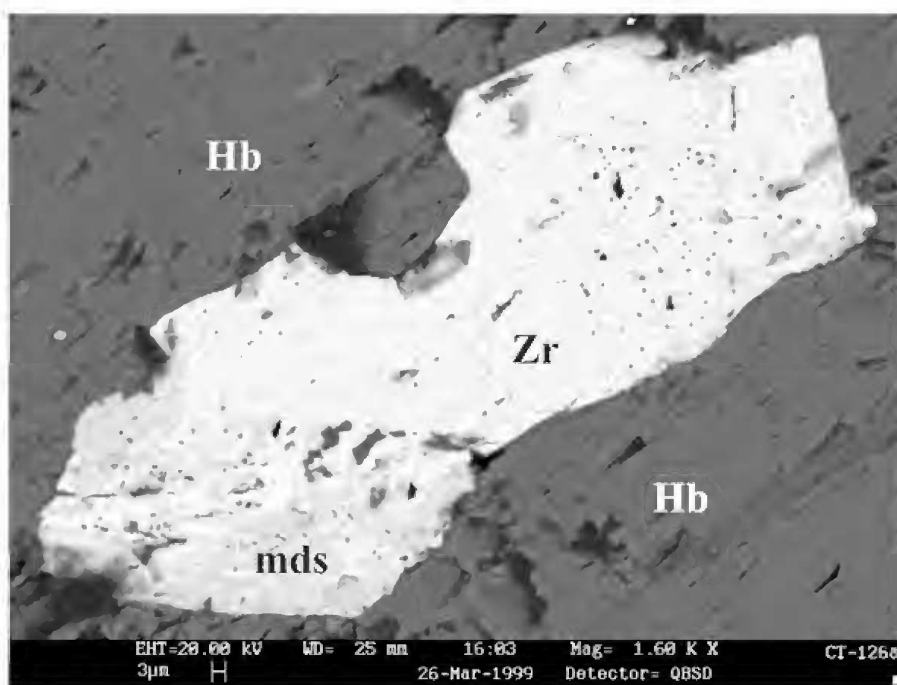


Fig.15 - Imagem de MEV de rocha da fácies grossa do diorito Brumado mostrando grão de zircão (Zr) incluído em hornblenda (Hb) e com feições típicas de corrosão magmática, além de marcas de dissolução (mds).

Os minerais opacos são representados principalmente por grandes cristais de ilmenita, com amplo desenvolvimento de titanita ao seu redor e, mais raramente, por pequenos grãos de pirita, molibdenita, esfalerita, galena e calcopirita. Em grande parte, ocorrem inclusos na hornblenda, plagioclásio e biotita, destacando-se que a ilmenita pode, ainda, ser encontrada sob a forma de finíssimas ripas ao longo das clivagens de grãos da hornblenda verde.

II.2) Fácies média

Na fácies equigranular média ocorrem termos quartzo-dioríticos e tonalíticos (Fig.16; Tab.3), nos quais os grãos variam entre 1,0 e 4,0mm, predominando os de hornblenda verde amarronzada, plagioclásio e biotita com tamanhos entre 1,0 e 3,0mm, seguidos de grãos com tamanhos inferiores a 1,0mm, decorrentes das transformações metamórficas de minerais preexistentes maiores.

Destaca-se nessas rochas, a textura de fluxo ígneo, dada pela orientação subparalela dos cristais hipidiomórficos tabulares de plagioclásio, acompanhados de grãos de biotita e hornblenda, esta geralmente transformada pseudomorficamente em uma massa constituída de pequenos cristais de actinolita; e a textura hipidiomórfica equigranular, caracterizada pela presença de um arranjo regular de grãos tabulares e não orientados

de plagioclásio, com contornos hipidiomórficos e tamanho médio de cerca de 2mm.

O plagioclásio (andesina) apresenta contorno hipidiomórfico, tamanho entre 1,0 e 4,0mm e possui inclusões de apatita, zircão e hornblenda, esta transformada pseudomorficamente em actinolita. Observa-se, na maioria dos grãos, zoneamento normal concêntrico com epidotização em seus núcleos, apontando que estes eram mais enriquecidos em cálcio do que suas bordas, que, normalmente, permanecem límpidas.

Nas rochas dessa fácies também foram identificados dois tipos de anfibólio: hornblenda verde amarronzada e actinolita. A hornblenda ocorre quase que completamente substituída pela actinolita ou biotita, apresentando um mosaico de pequenos grãos com tamanho próximo a 0,5mm. Foram observadas, pelo menos, três gerações distintas de grãos de biotita: uma de natureza magmática, com faces hipidiomórficas, tamanho entre 1,0 e 3,5mm e repleta de inclusões de apatita, titanita e zircão (Fig.17); uma metamórfica, relacionada à substituição da biotita ígnea pseudomorficamente, possuindo contornos hipidioblásticos e estando normalmente intercrescida com epidoto (Fig.18); e uma última geração de natureza metasomática, com contornos preferencialmente xenoblásticos e granulação entre 0,3 e 1,0mm, que em certas porções do corpo predomina amplamente.

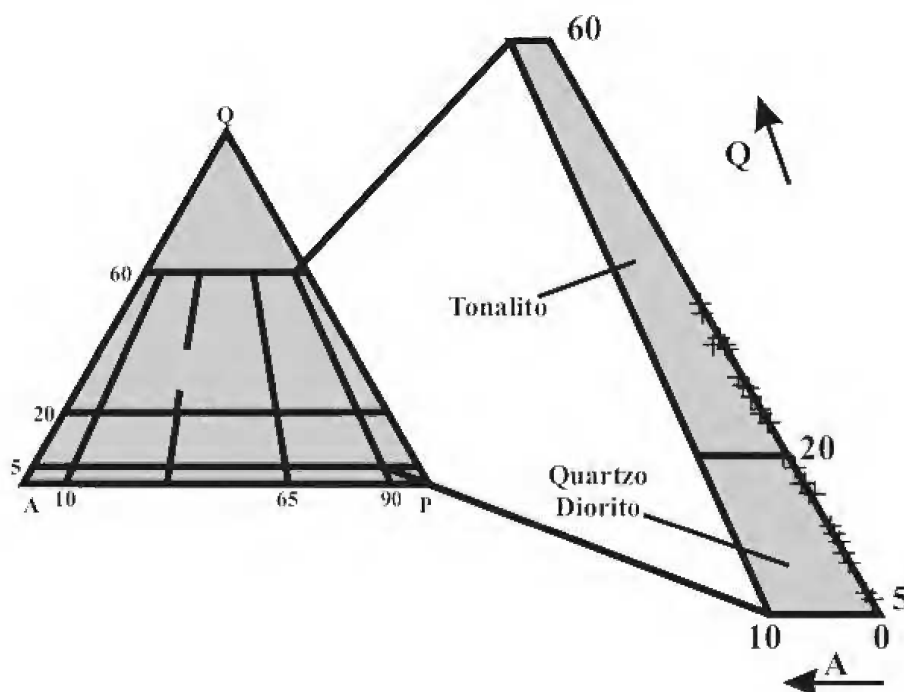


Fig.16 - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para as rochas da fácies média do diorito Brumado.

TABELA 3. Análises modais (a) de rochas da fácies média do diorito Brumado.

Amostra	AF 2W	AF 3A	AF 3C	AF 3C ₂	AF 3D	AF 3F	AF 3G	AF 4A	CT A	CT A ₁	CT A ₂	CT A ₃	CT B	CT 59	CT 59A
Classificação (*)	T	QD	QD	QD	QD	QD	T	T	QD	QD	T	QD	T	QD	T
∑ Min. Máf.	37,2	52,0	45,8	54,5	57,1	56,1	55,9	46,9	47,7	44,1	56,3	45,2	38,8	39,6	38,4
Plagioclásio	46,7	42,1	48,8	38,8	36,2	39,0	34,4	41,1	47,2	51,7	31,4	45,8	46,2	49,4	47,2
Actinolita	16,9	30,3	30,6	12,0	41,7	39,0	7,3	18,5	29,6	21,8	28,1	24,1	10,2	16,4	12,6
Biotita	18,3	18,1	11,5	38,7	13,8	13,1	44,9	25,0	15,6	18,2	23,6	16,7	22,2	19,7	21,0
Quartzo	16,1	5,9	5,4	6,7	6,7	4,9	9,7	12,0	5,1	4,2	12,3	9,0	15,0	11,0	14,4
Hornblenda	Tr	0,3	0,7	---	Tr	2,0	---	Tr	Tr	0,2	1,3	0,5	Tr	---	---
Epidoto	0,3	0,4	0,2	0,3	0,6	0,5	2,4	1,5	1,4	1,4	0,8	0,4	3,8	2,5	4,2
Min. Opaco	Tr	0,4	Tr	0,3	0,1	0,2	Tr	Tr	0,3	0,1	0,2	0,1	Tr	Tr	---
Titanita	1,1	1,5	2,1	1,4	0,4	1,3	1,0	1,2	0,3	1,1	1,7	1,9	2,2	0,8	0,6
Apatita	0,5	1,0	0,2	1,8	0,3	Tr	Tr	0,7	0,5	1,1	0,4	1,0	0,4	0,2	Tr
Zircão	0,1	Tr	0,5	Tr	Tr	Tr	0,3	Tr	Tr	Tr	Tr	0,2	Tr	Tr	Tr
Allanita	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Clorita	Tr	Tr	Tr	Tr	0,2	Tr	Tr	---	Tr	0,2	0,2	0,3	Tr	---	---
Mica Branca	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Carbonato	---	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	---	---	---	---	Tr	---	---	---
Alcalifeldspato	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Amostra	CT 59B	CT 61	CT 62 A ₁	CT 125 A	CT 130	CT 159 B	CT 234 Z	CT 269	CT 305 A	CT 310 A	CT 319 B	CT 383	CT 384	CT 388	CT 390
Classificação (*)	T	QD	T	T	QD	QD	T	QD	T	T	QD	T	T	QD	T
∑ Min. Máf.	44,4	38,4	33,7	36,2	36,0	34,2	35,4	37,0	35,0	33,7	50,8	39,8	50,2	45,0	34,7
Plagioclásio	42,0	57,4	47,7	48,6	57,2	56,0	50,6	50,3	46,4	44,6	39,6	44,8	38,1	51,0	42,7
Actinolita	19,6	22,5	12,2	9,6	22,4	18,4	15,3	22,9	5,8	9,5	16,4	20,1	16,0	17,8	1,2
Biotita	22,0	11,9	17,2	20,6	10,6	12,0	20,1	11,3	23,4	20,7	23,5	16,3	26,9	24,4	25,6
Quartzo	13,6	4,2	18,6	15,2	6,8	9,8	12,9	12,7	18,6	21,7	9,6	15,4	11,7	4,0	22,6
Hornblenda	---	---	---	---	Tr	Tr	---	---	---	---	---	Tr	Tr	Tr	---
Epidoto	2,6	2,3	1,9	4,0	1,4	3,0	1,0	1,5	2,8	2,8	2,8	2,8	6,7	2,8	5,0
Min. Opaco	Tr	Tr	---	Tr	Tr	Tr	Tr	---	Tr	Tr	Tr	Tr	---	---	---
Titanita	0,2	1,1	2,4	1,8	0,2	0,4	Tr	0,7	2,4	0,5	2,5	0,4	0,6	Tr	1,9
Apatita	Tr	0,6	Tr	Tr	1,0	0,4	0,1	0,3	0,2	0,1	0,3	0,2	Tr	Tr	0,8
Zircão	Tr	Tr	Tr	0,2	0,4	Tr	Tr	Tr	0,2	0,1	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Allanita	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	0,3	0,2	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	0,2
Clorita	---	---	---	---	---	Tr	---	Tr	Tr	---	---	---	Tr	---	---
Mica Branca	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Carbonato	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Alcalifeldspato	---	---	---	---	---	---	---	---	---	Tr	5,3	---	---	---	---

Obs: (a) média de 1000 pontos; (*) protólitos: (QD) quartzo-diorito; (T) tonalito; (∑ Min. Máf.) somatório dos minerais máficos; (Min. Opaco) mineral opaco; (—) mineral ausente ou não observado; (Tr) < 0,1%.

A biotita relacionada ao metassomatismo potássico possui contatos irregulares com plagioclásio, quartzo e hornblenda e encontra-se repleta de pequenos grãos de apatita, allanita, titanita e epidoto. Além disso, ocorre em pequenos agregados de minerais, juntamente com clorita, titanita, apatita, quartzo e epidoto, ou em grãos individuais transformados, parcialmente ou por completo, em clorita (Fig.19). É observada, ainda, substituindo tanto a actinolita, quanto a hornblenda, principalmente ao longo das clivagens desta última. Dos demais minerais das rochas da fácies média, o quartzo possui granulação entre 0,3 e 1,5mm e pode ser observado nas seguintes formas: intersticial entre

os grãos hipidiomórficos de plagioclásio, chegando a apresentar faces retas (Fig.20); intercrescido com o próprio plagioclásio, originando trama mirmequítica; em *blebs* inclusos na actinolita; ou disperso aleatoriamente na rocha, com forma xenoblástica. A apatita ocorre inclusa na hornblenda (grãos hexagonais), no plagioclásio (cristais aciculares) e na biotita (grãos desde cristaloblásticos até xenoblásticos). O zircão aparece incluso no plagioclásio, na biotita e na hornblenda, gerando halos metamícticos nos dois últimos. A allanita é envolvida pelo epidoto e ocorre associada a titanita e a biotita, gerando halo metamíctico nesta última.

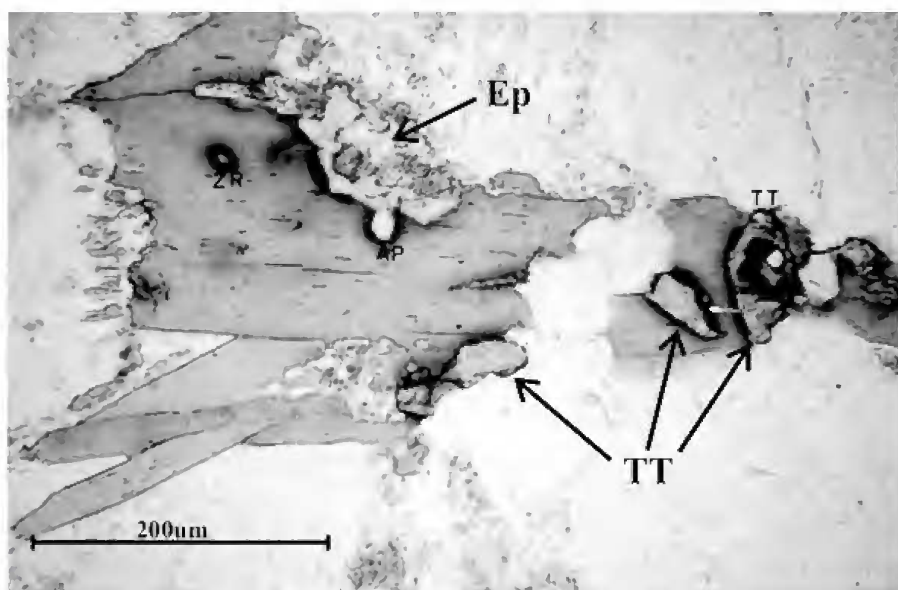


Fig.17 - Rocha do diorito Brumado mostrando grão hipidiomórfico de biotita magmática com pequenas inclusões de zircão (Zr) e apatita (Ap), que ocasionam a formação de halos metamórficos. Este grão de biotita ainda ocorre associado ao epidoto (Ep) e titanita (Tt). Polarizadores paralelos

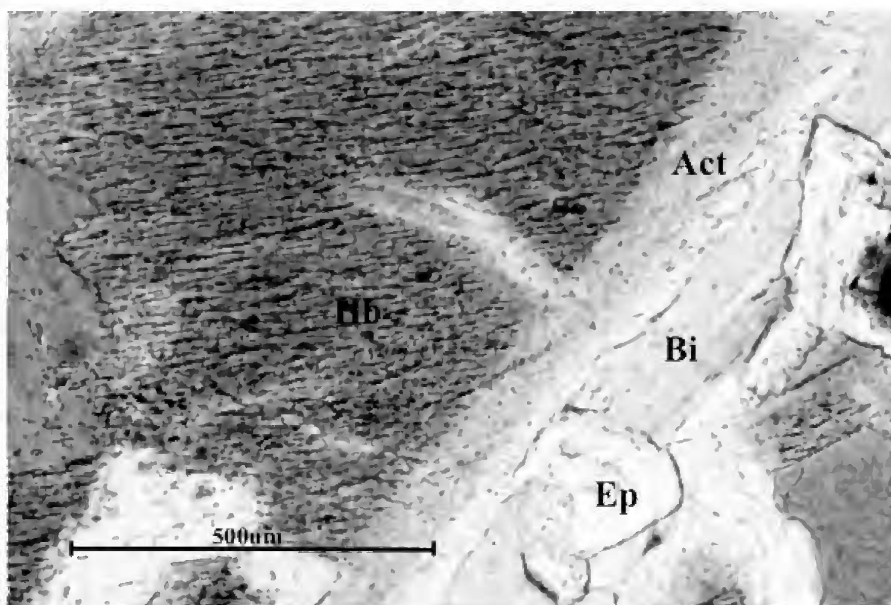


Fig.18 - Rocha do Diorito Brumado mostrando grão hipidioblástico de biotita (Bi) metamórfica em paragéneses com epidoto (Ep) e actinolita (act), esta última crescendo na borda de hornblenda (Hb). Polarizadores paralelos

Os minerais opacos variam desde xenomórficos até xenoblásticos. São observados como inclusões tanto na hornblenda, sob a forma de finíssimas ripas orientadas (exsoluções) segundo as direções das clivagens desta, quanto na biotita, sob a forma de grãos xenoblásticos. Encontram-se substituídos parcialmente ou por completo por titanita, que se desenvolve ao redor dos mesmos.

II.3) Fácies média/fina

A fácies equigranular média/fina reúne somente termos tonalíticos (Fig.21; Tab.4), nos quais o plagioclásio apresenta contornos variando de

hipidiomórficos até xenoblásticos e tamanhos próximos a 1,5mm. Além disso, este mineral apresenta-se, localmente, com extinção ondulante, contém inclusões de zircão e, em parte, acha-se transformado em epidoto, sendo ainda possível de se caracterizar a presença de grãos com zoneamento normal e reverso.

O anfibólio presente nessas rochas corresponde à actinolita, que é xenoblástica, encontra-se transformada freqüentemente em biotita e, localmente, possui *blebs* de quartzo.

A biotita ocorre sob duas formas: grãos hipidiomórficos com inclusões de apatita e zircão,

que ocasionam a formação de halos metamícticos; e grãos que variam de hipidioblásticos a xenoblásticos, associados à transformação da actinolita ou em paragênese com epidoto e titanita. O epidoto apresenta-se relacionado à transformação do plagioclásio, estando presente em grãos finos e cristaloblásticos ou intercrescido com a biotita, em grãos xenoblásticos.

O zircão e a apatita apresentam contornos euédricos e são observados em grãos inclusos na actinolita e na biotita, acompanhados de halos metamícticos. A allanita é envolvida por epidoto, enquanto o quartzo é observado em grãos xenomórficos com extinção ondulante ou sob a forma de *blebs* inclusos na actinolita.

Os minerais opacos são muito raros e aparecem

associados a titanita, enquanto a mica branca é freqüente em todas as amostras estudadas, porém sempre presente em pequenas proporções e associada à transformação do plagioclásio. A titanita é xenoblástica e ocorre associada ao epidoto e biotita, sob a forma de um agregado de pequenos cristais.

II.4) Fácies microporfirítica seriada

As rochas representativas desta fácies são quartzodioritos e tonalitos (Fig.21; Tab.4), nos quais a textura microporfirítica seriada é caracterizada pela presença de fenocristais de plagioclásio (Fig.22) e de hornblenda, esta última substituída pseudomorficamente por um agregado de grãos de actinolita. Os fenocristais de plagioclásio variam em tamanho, desde 1,0 até 5,0mm, predominando,

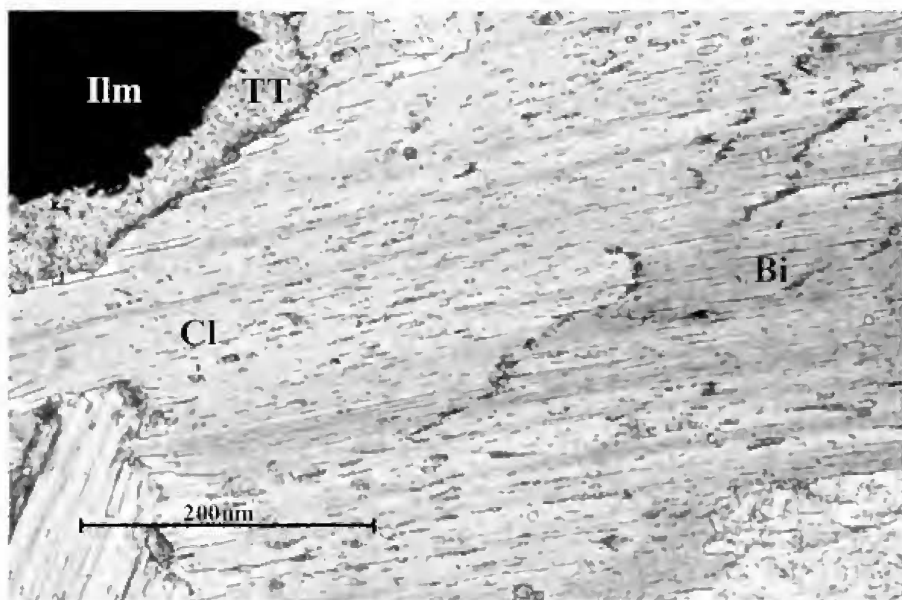


Fig.19 - Rocha do diorito Brumado mostrando grão de biotita (Bi) quase que completamente substituído por clorita (Cl). Presença de um grão de ilmenita (Ilm) manteado por titanita (TT) metamórfica. Polarizadores paralelos

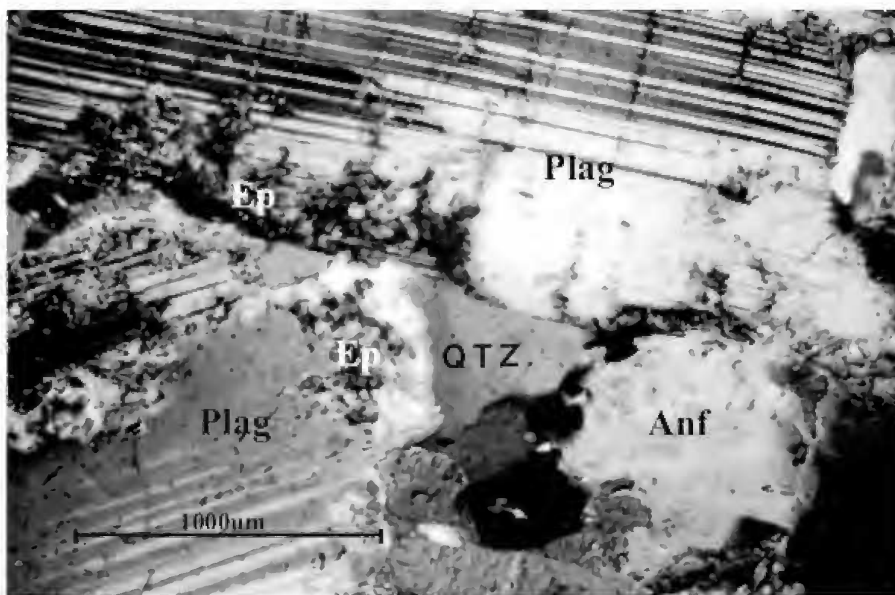


Fig.20 - Rocha do diorito Brumado exibindo grão de quartzo (qtz), que preenche o espaço intersticial entre cristais de plagioclásio (plag) e de anfibólio (Anf). Destaca-se, ainda, que as bordas dos grãos de plagioclásio encontram-se epidotizadas (Ep). Polarizadores cruzados

respectivamente, grãos de 3mm, enquanto os últimos variam de 1,0 a 4,0mm, prevalecendo grãos ao redor de 1,5mm. A matriz dos fenocristais possui tamanho inferior a 0,5mm, apresenta traços de uma forte foliação tectônica, manifestada, principalmente, pela orientação de grãos de biotita e quartzo. Esta matriz constitui-se, predominantemente, de plagioclásio, quartzo, biotita, titanita, epidoto e actinolita. Foi observado que os fenocristais de plagioclásio encontram-se alinhados, definindo uma orientação mineral, interpretada como de caráter ígneo, que é paralela à foliação tectônica observada na matriz. Neste sentido, a foliação tectônica teria se desenvolvido aproveitando a feição ígnea original, relacionada ao fluxo magmático.

Os fenocristais de plagioclásio possuem composição albitica, contornos hipidiomórficos, bordas parcialmente arredondadas, apresentam-se zonados concentricamente e variam, amplamente, em tamanho. Estes incluem grãos de apatita e encontram-se quase que completamente epidotizados (pseudomorfs). O plagioclásio presente na matriz possui granulação muito fina (<0,3mm), encontra-se em grãos desde levemente epidotizados até límpidos, não sendo possível caracterizar a sua forma cristalina e nem estimar a sua composição.

A actinolita ocorre em grãos desde hipidioblásticos até xenoblásticos, decorrentes da transformação metamórfica de antigos grãos de hornblenda ígnea

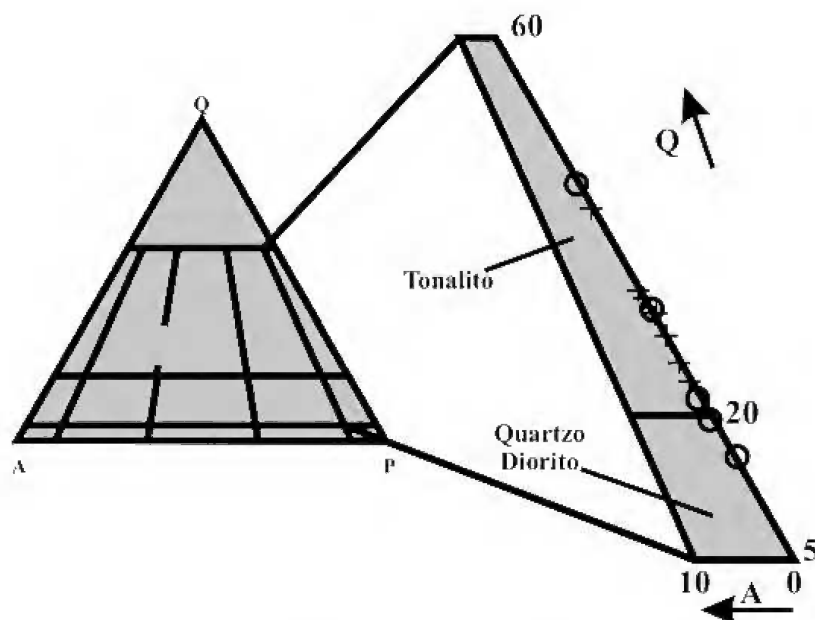


Fig.21 - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para as rochas da fácies média/fina e microporfirítica do diorito Brumado. +: fácies média/fina; O: fácies microporfirítica.

presentes na matriz ou como fenocristais, ou então, formando um agregado de grãos menores, que possuem inclusões de zircão e apatita. Apresenta *blebs* de quartzo, encontra-se transformada para biotita e ocorre localmente associada à titanita.

A biotita está presente na matriz conjuntamente com o quartzo e o plagioclásio, possui contornos variando desde hipidioblásticos até xenoblásticos e inclui diminutos grãos de zircão, apatita e titanita.

TABELA 4. Análises modais (a) de rochas da fácies média/fina e microporfirítica do diorito Brumado.

FÁCIES Amostra	MÉDIA/FINA							MICROPORFIRÍTICA SERIADA				
	CT 62	CT 231	CT 231E	CT 232	CT 310B	AF 5B	AF 70	CT 234A	CT 234H	CT 239	CT 276	CT 276A
Classificação (*)	T	T	T	T	T	T	T	QD	T	QD	T	T
∑ Min. Máf.	33,7	35,4	30,0	30,0	30,1	37,2	36,2	35,5	35,6	40,0	37,5	39,0
Plagioclásio	47,7	47,4	53,9	48,6	42,7	46,7	44,0	53,3	50,6	47,8	34,8	42,5
Actinolita	12,2	13,0	10,1	5,4	8,0	5,1	12,8	11,0	10,8	20,7	6,4	2,1
Biotita	17,2	18,0	18,3	21,0	16,5	29,7	21,6	19,4	19,4	13,5	25,1	28,0
Quartzo.	18,6	17,2	16,1	21,4	27,2	16,1	19,8	11,2	13,8	12,2	27,7	18,5
Epidoto	1,9	2,4	0,6	1,8	4,9	1,1	0,1	3,5	3,0	3,6	3,7	7,4
Min. Opaco	---	---	Tr	Tr	Tr	---	---	---	Tr	---	Tr	---
Titanita	2,4	2,0	0,6	1,6	0,7	1,1	0,9	1,4	2,0	2,0	1,3	1,2
Apatita	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	0,2	0,4	0,2	0,2	Tr	0,2	0,3
Zircão	Tr	Tr	0,4	0,2	Tr	Tr	0,3	Tr	0,2	0,2	0,2	Tr
Allanita	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	---	Tr	Tr	Tr	Tr	0,6	Tr
Clorita	Tr	---	---	---	---	Tr	0,1	---	---	Tr	Tr	---
Mica Branca	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Carbonato	---	---	Tr	---	---	---	---	---	---	---	---	Tr
Alcali feldspato	---	---	---	Tr	---	---	---	---	---	---	---	---

Obs: (a) média de 500 pontos; (*) protólitos: (T) tonalito, (QD) quartzo-diorito; (∑ Min. Máf.) somatório dos minerais máficos; (Min. Opaco) mineral opaco; (—) mineral ausente ou não observado; (Tr) < 0,1%.

Pode, ainda, estar presente em aglomerados de grãos associados ao epidoto, quartzo, titanita e carbonato. O quartzo apresenta contorno xenomórfico, encontra-se deformado, com extinção ondulante e ocorre associado com biotita, epidoto e plagioclásio na matriz. O epidoto pode ser observado de três maneiras distintas: associado à transformação do plagioclásio, sob a forma de pequenos grãos cristaloblásticos; intercrescido com a biotita, em grãos xenoblásticos e, mais raramente, hipidioblásticos; e ao redor dos grãos de allanita. O carbonato é muito raro e forma finos veios ou ocorre em agregados de grãos, acompanhado de biotita, quartzo e titanita.

Apatita, zircão, mica branca e titanita formam grãos

muito finos. Os dois primeiros encontram-se inclusos na actinolita e na biotita, enquanto os dois últimos minerais apresentam-se intimamente associados às transformações, respectivamente, do plagioclásio e da biotita.

DIORITO RIO GRANDE

I. Aspectos de campo

O diorito Rio Grande corresponde à reunião de vários corpos, localmente lenticularizados ou boudinados, com dimensões variadas, que estão alinhados segundo o *trend* regional ENE-WSW, aflorando entre os povoados de Itirapuã (folha topográfica Lavras) e do Criminoso (folha topográfica Nazareno), principalmente

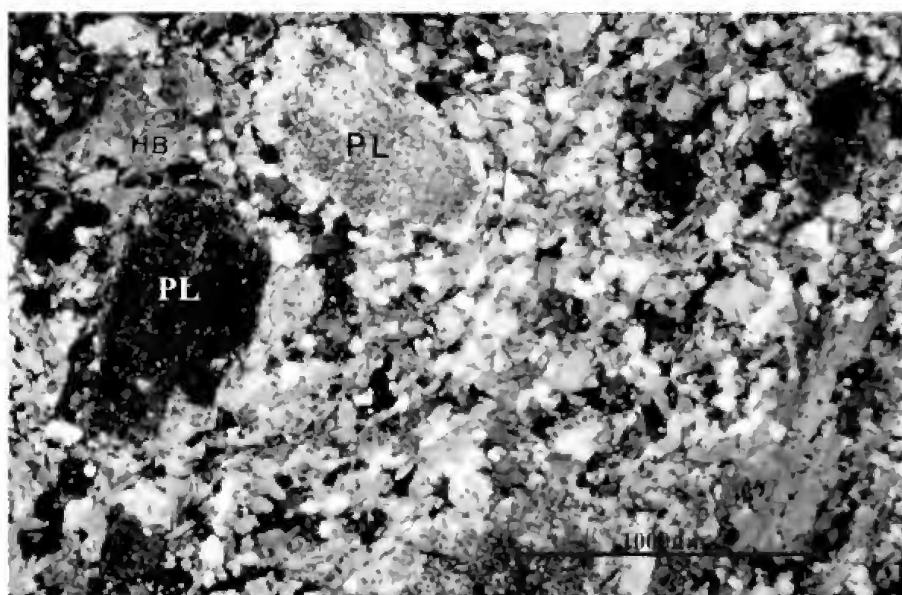
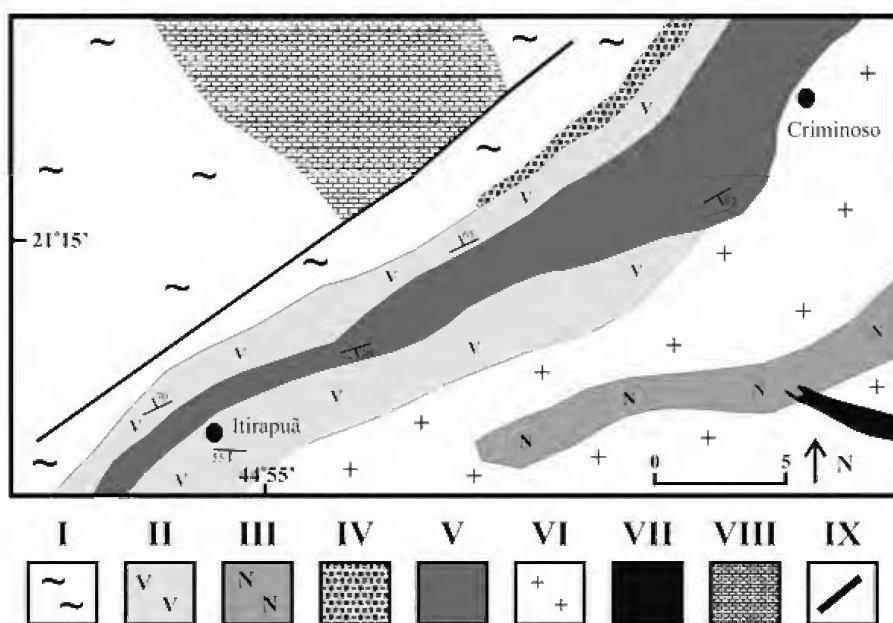


Fig.22 - Rocha tonalítica da fácies microporfírtica seriada do diorito Brumado exibindo textura microporfírtica, onde se observa a presença de fenocristais de plagioclásio (pl) hipidiomórficos e fortemente epidotizados e um agregado de grãos de actinolita originados a partir da substituição metamórfica de hornblenda (Hb). Na matriz destaca-se a presença de pequenos grãos de anfibólio, quartzo, feldspato e biotita orientados segundo a foliação da rocha. Polarizadores cruzados.

Fig.23 - Mapa geológico da região entre os povoados de Itirapuã e Criminoso, Minas Gerais (segundo COUTo, 2000). Arqueano: I - Gnaisses tonalíticos, trondhjemiticos e granodioríticos. Arqueano/Paleoproterozóico: II - *Greenstone belt* Rio das Mortes; III - *Greenstone belt* Nazareno. Paleoproterozóico: IV - Supergrupo Minas; V - Diorito Rio Grande; VI - Ortognaisses velhos e granitóides; VII - Rochas metassedimentares da Serra de Ouro Grosso. Mesoproterozóico: VIII - Rochas metassedimentares da Megasseqüência Carandaí; IX - Falha.



ao longo dos rios Capivari e Grande (Fig.23). Grande parte do conhecimento geológico detalhado dessa intrusão provém do trabalho de COUTO (2000), que caracterizou a presença de xenólitos de rochas anfibolíticas (Figs.24-25) e metaultramáficas (Fig.26) do *greenstone belt* Rio das Mortes, bem como indicou que rochas dioríticas-tonalíticas foram intrudidas por diques de metagranitóides e pegmatitos (Fig.27). Estes diques foram posteriormente correlacionados por CHERMAN (2004) com os corpos graníticos da região, cujas idades variavam entre 2112 ± 7 Ma e 2101 ± 8 Ma. Os xenólitos das rochas anfibolíticas encontram-se orientados concordantemente (normalmente subverticalizados) segundo a foliação regional

presente nas rochas do diorito Rio Grande e variam desde milimétricos até cerca de 14m de comprimento, bem como possuem formas alongadas, finas e estiradas (Fig.25).

As rochas do diorito Rio Grande variam de cinza claro a escuro, são finas a médias e apresentam textura *augen* bem desenvolvida, marcando uma xistosidade do tipo contínua a disjuntiva, anastomosada com direção aproximada ENE-WSW. Os contatos com as suas encaixantes são: *i*) concordantes, bruscos e retos, por distâncias que podem alcançar 20 metros; *ii*) sinuosos; *iii*) interpenetrativos; e *iv*) transpostos. Os três últimos tipos estão associados à intensa deformação imposta a esses litótipos.

Fig.24 – Xenólitos de rochas anfibolíticas (Anf) com formas angulosas no diorito Rio Grande (Dio).

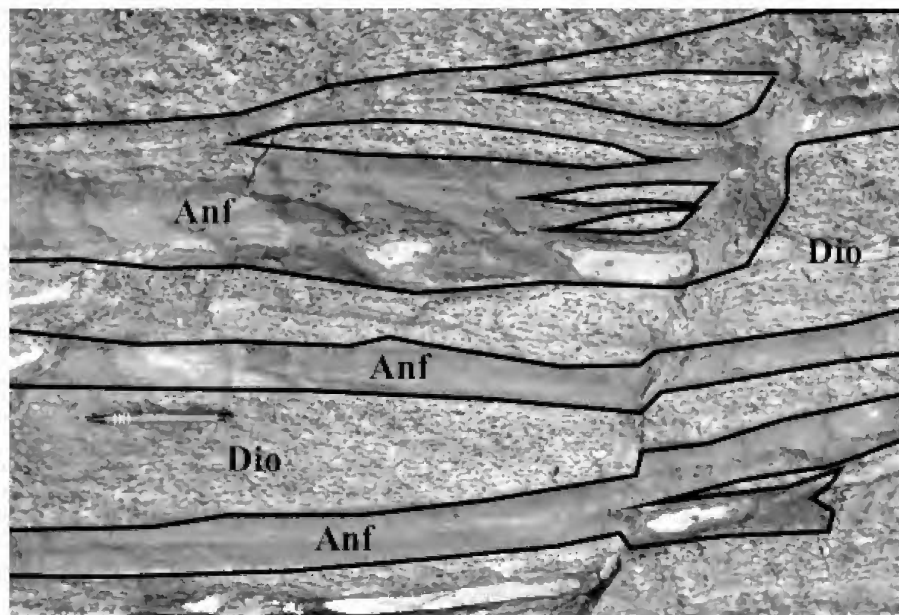
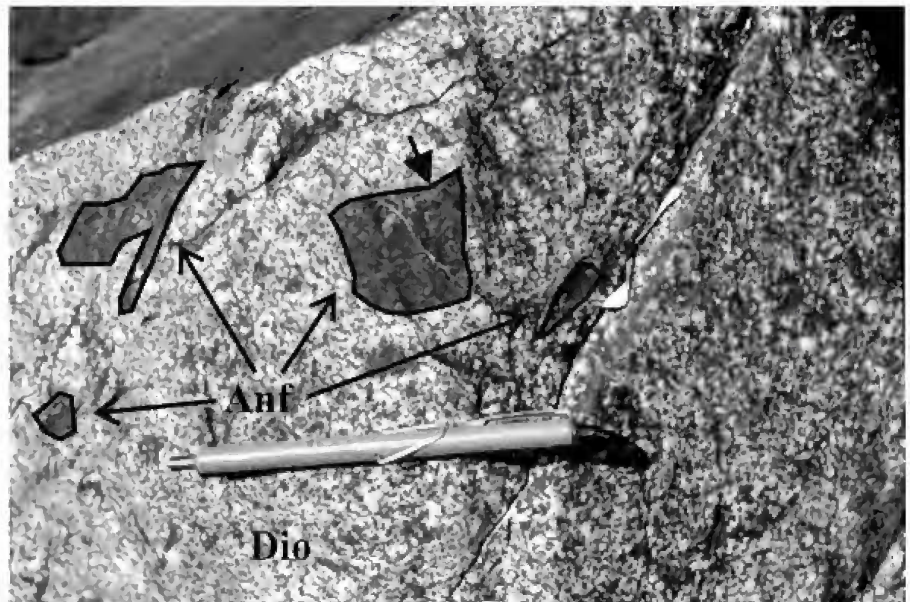


Fig.25 – Diversos xenólitos de rochas anfibolíticas (Anf) orientados e com forma alongada segundo a foliação principal no diorito Rio Grande (Dio).

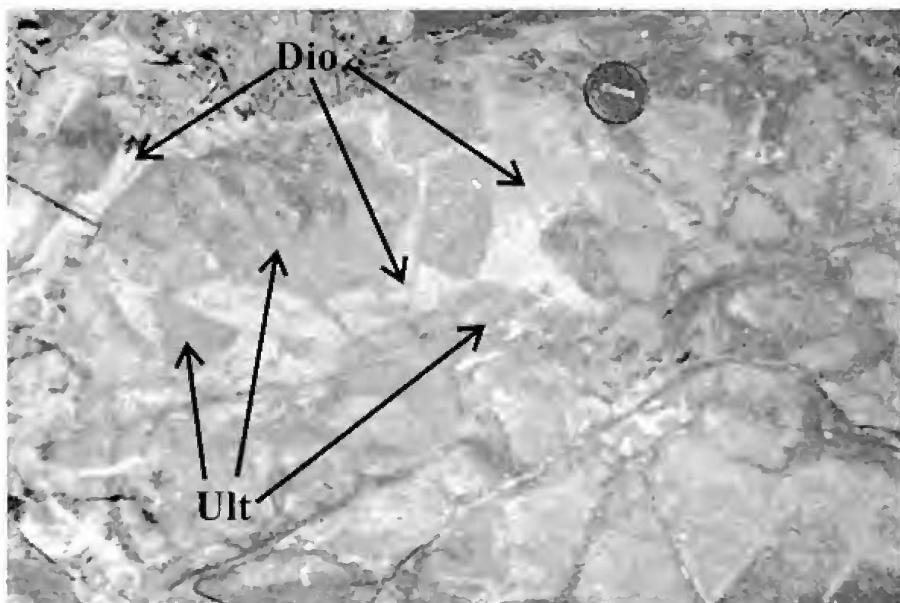


Fig.26 – Diversos xenólitos angulosos de rocha metaultramáfica (Ult) no diorito Rio Grande (Dio).

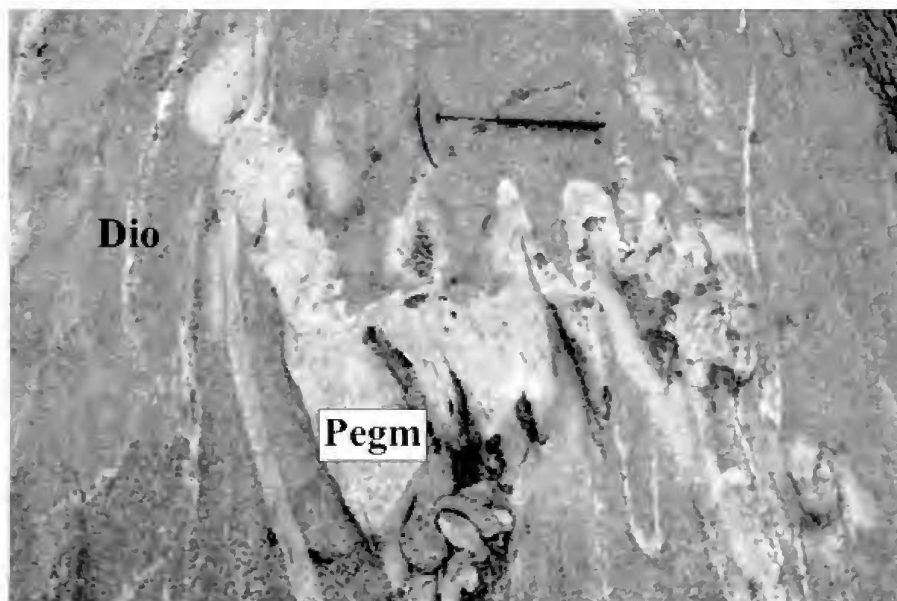


Fig.27 – Corpo pegmatítico (Pegm) dobrado isoclinalmente com rocha do diorito Rio Grande (Dio).

II. Aspectos petrográficos

O diorito Rio Grande é representado por quartzodioritos, tonalitos e mais restritamente por dioritos (Fig.28), compostos por plagioclásio (pseudomorfoso), hornblenda verde oliva, hornblenda azulada, actinolita, quartzo e, mais subordinadamente, biotita, epidoto, clinzoisita, titanita, zircão, minerais opacos (ilmenita, pirita), apatita, allanita, clorita, sericita e calcita (Tab.5). Neste contexto, os minerais primários são representados por oligoclásio, hornblenda verde oliva, quartzo, zircão, allanita, apatita, minerais opacos e, subordinadamente, biotita e titanita.

Em relação à distribuição das amostras no diagrama QAP (Fig.28) observa-se: *i)* um amplo espalhamento composicional dos protólitos, desde

dioritos até tonalitos; *ii)* esse espalhamento não é uniforme e nem homogêneo ao longo desses campos, formando assim intervalos composicionais; *iii)* o segmento mais uniforme dos protólitos plota no campo do quartzodiorito.

Devido à intensa deformação imposta às rochas do diorito Rio Grande e, conseqüentemente, ao mascaramento de parte das suas feições primárias, não foi possível subdividi-lo em fácies como no diorito Brumado. Porém algumas amostras apresentam registros de tramas reliquiares ígneas, tais como a textura porfírica (Fig.29), que é representada por fenocristais idiomórficos a hipidiomórficos de pseudomorfos de plagioclásio cálcico e, subordinadamente, de hornblenda verde oliva, com tamanho variando de 1,0 a 2,0mm de comprimento.

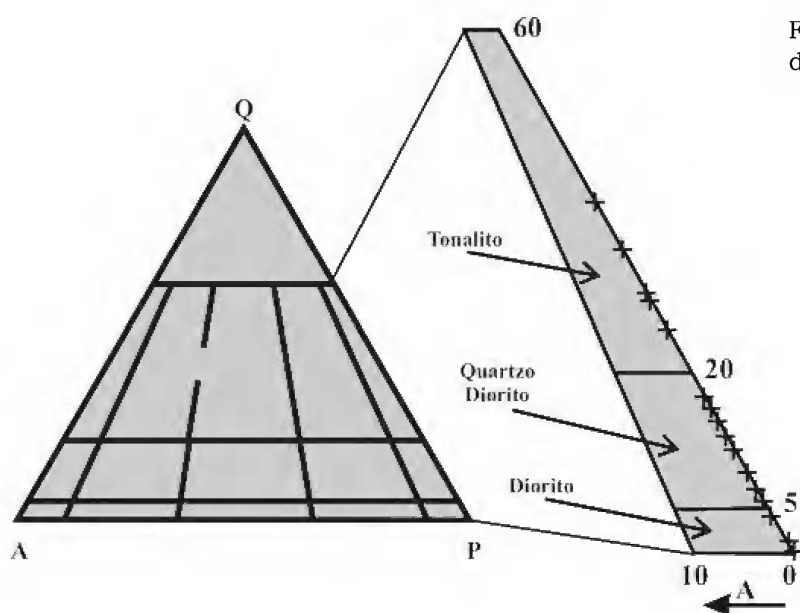


Fig.28 - Diagrama QAP de STRECKEISEN (1976) para as rochas do diorito Rio Grande.

TABELA 5. Estimativa modal semi-quantitativa das rochas do diorito Rio Grande.

Amostra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Classificação (*)	QD	QD	T	T	T	T	T	T	D	D
Σ Min. Máf.	35,0	32,0	29,5	30,0	38,0	28,0	50,0	51,0	50,0	53,0
Plagioclásio pseu.	60,0	57,0	53,0	50,0	38,0	52,0	35,0	32,0	48,0	46,5
Horn. azulada	26,5	12,0	10,0	24,0	26,0	18,0	38,0	30,0	21,5	29,5
Horn. verde oliva	1,5	1,0	2,0	Tr	11,0	Tr	Tr	16,0	26,0	20,0
Actinolita	5,0	4,0	3,0	4,0	Tr	5,0	12,0	4,0	2,5	Tr
Quartzo	5,0	11,0	17,5	20,0	24,0	20,0	15,0	17,0	2,0	0,5
Biotita	Tr	7,0	9,0	2,0	Tr	3,0	Tr	Tr	Tr	Tr
Epidoto	Tr	8,0	5,0	Tr	1,0	2,0	Tr	Tr	Tr	2,5
Titanita	2,0	Tr	0,5	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	1,0
Zircão	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	---	Tr	Tr	Tr
Min. Opaco	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	---	1,0	Tr	Tr
Apatita	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Allanita	Tr	Tr	---	---	Tr	Tr	---	---	---	Tr
Clorita	Tr	---	Tr	---	Tr	Tr	Tr	---	Tr	Tr
Mica Branca	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Calcita	---	---	---	---	Tr	---	---	Tr	Tr	---
Amostra	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Classificação (*)	D	QD	D	QD	QD	D	QD	T	QD	QD
Σ Min. Máf.	42,5	41,5	49,0	44,0	20,5	34,0	49,0	41,0	44,0	43,0
Plagioclásio pseu.	52,5	51,5	49,0	49,0	57,5	66,0	45,0	46,0	48,0	53,0
Horn. azulada	20,0	26,5	28,0	29,0	9,0	20,0	18,2	20,0	26,6	28,0
Horn. verde oliva	18,0	11,5	14,0	12,0	6,4	10,0	7,8	8,5	11,4	12,0
Actinolita	1,5	2,0	2,5	0,5	4,5	2,0	17,5	Tr	Tr	Tr
Quartzo	4,0	7,0	2,0	7,0	12,0	Tr	6,0	13,0	8,0	4,0
Biotita	0,5	Tr	Tr	Tr	3,6	---	3,0	9,5	Tr	Tr
Epidoto	2,0	1,5	1,0	2,0	7,0	2,0	2,0	2,0	6,0	3,0
Titanita	Tr	Tr	3,0	Tr	Tr	Tr	Tr	1,0	Tr	Tr
Zircão	Tr	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Minerais opacos	0,5	Tr	0,5	0,5	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Apatita	1,0	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Allanita	---	---	---	---	---	Tr	Tr	Tr	Tr	---
Clorita	---	---	---	---	Tr	Tr	0,5	Tr	Tr	---
Mica Branca	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Calcita	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

Obs: (*) protólitos: (D) diorito; (QD) quartzo-diorito; (T) tonalito; (Σ Min. Máf.) somatório dos minerais máficos; (Pseu.) pseudomórfico; (Horn.) hornblenda; (—) mineral ausente ou não observado; (Tr) < 0,1%.

Estes fenocristais estão imersos em uma matriz composta por plagioclásio e hornblenda azulada. Nos interstícios desta textura foram observados grãos de quartzo, limitados principalmente pelas faces cristalinas do plagioclásio.

No diorito Rio Grande, a hornblenda foi observada com duas tonalidades distintas: verde oliva e azulada. A hornblenda verde-oliva possui formato amendoado (Fig. 29) e varia em relação à tonalidade de verde oliva a verde amarelada, em seções basais, e de verde amarelada a verde azulada, nas seções prismáticas. Normalmente, os grãos de hornblenda apresentam extinção ondulante, microfraturas e inclusões de apatita e epidoto, bem como trilhas de inclusões de minerais opacos formados provavelmente por exsolução sub-solidus. Os grãos de hornblenda verde-

oliva mostram-se alterados para hornblenda azulada e/ou actinolita. Alguns cristais exibem bordas parcialmente corroídas e/ou alteradas para biotita amarronzada (Fig.30), epidoto amarelo e clorita.

A hornblenda azulada é gerada durante o evento metamórfico, sendo encontrada como grãos prismáticos curtos, xenoblásticos, de cor verde amarelada a verde clara em seções basais e verde amarelada a verde azulada em seções prismáticas. Encontra-se relacionada à desestabilização retrógrada da hornblenda verde-oliva (ígnea) e apresenta diminutas inclusões de quartzo arredondado (*blebs*) junto ao anfibólio, que são interpretadas como produto de reações de quebra desta sob condições metamórficas de fácies epidoto anfibolito e/ou xisto verde de grau alto (COUTO, 2000).

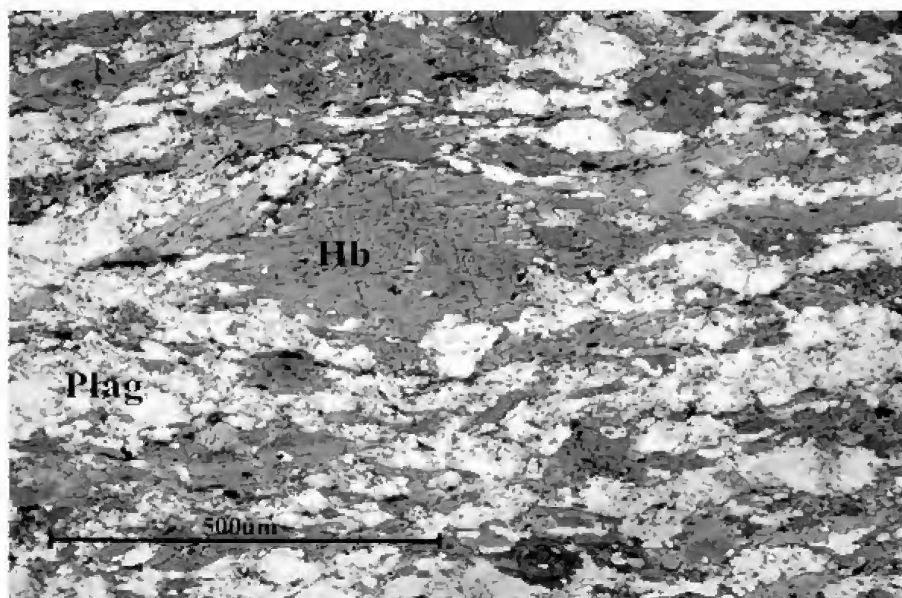


Fig.29 - Detalhe da xistosidade de rocha do diorito Rio Grande mostrando um fenocristal de hornblenda (Hb) deformado e com formato levemente amendoado, envolto por cristais de plagioclásios (Plag). Polarizadores paralelos.

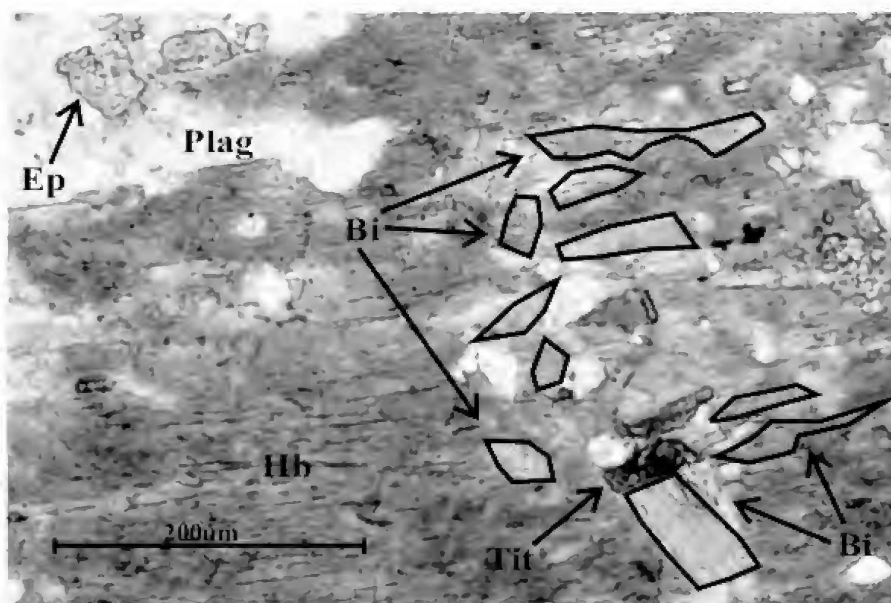


Fig.30 - Detalhe da paragenese metamórfica de rocha do diorito Rio Grande dada por cristais de biotita (Bi), epidoto (Ep) e titanita (Tit) substituindo cristais de hornblenda (Hb) e plagioclásio (Plag). Polarizadores paralelos.

Assim como a hornblenda azulada, a actinolita também foi gerada durante o evento metamórfico exibindo pleocroísmo em tonalidades desde verde pálida a amarela esverdeada clara.

Os pseudomorfos de plagioclásio são constituídos por zoizita-clinozoizita e albita/oligoclásio (An_{10-30}), em quantidades modais variáveis. Possuem tamanhos, desde 0,5 a 9,0mm, mas em geral predominam valores entre 1,5 e 5,0mm. Esses grãos possuem formas amendoadas, do tipo *augen*, estão microfraturados e, invariavelmente, mostram extinção ondulante, formando subgrãos e, mais raramente, novos grãos. Alguns cristais apresentam zoneamento composicional normal indicado a partir da maior concentração de prismas de zoizita/clinozoizita nas áreas próximas ao núcleo do pseudomorfo. O quartzo nesse litótipo se encontra formando cordões ou trilhas de agregados de grãos recristalizados, alguns ainda como subgrãos, gerados por processos dinâmicos exibindo extinção ondulante.

Completando a paragênese metamórfica, ainda foram observados epidoto, biotita e titanita. O epidoto possui cor amarelada, forma subeudral, tamanho entre 0,2 e 0,5mm, encontra-se microfraturado e apresenta extinção ondulante. Outro aspecto de ocorrência, bem mais restrito, é a presença de agregados de grãos prismáticos curtos e finos, com 0,01mm de tamanho, incolores, pseudomorfisando os cristais de plagioclásio composto por zoizita/clinozoizita. Esse mineral caracteriza o processo retrógrado e a descalcificação do plagioclásio primário. Além do epidoto e da zoizita/clinozoizita, observa-se também a presença de calcita preenchendo fraturas e microfraturas nesse litótipo.

Foram observadas duas variedades de biotita de acordo com a sua cor e a sua natureza. A primeira é remanescente da mineralogia primária do diorito, possui cor marrom, pleocroísmo desde amarelo pálido a marrom avermelhado e forma grãos bem individualizados, ligeiramente dobrados ou até desenvolvendo *kink-bands*. A segunda geração de biotita é formada a partir da transformação retrógrada da hornblenda verde oliva (ígneia) e possui tonalidade verde amarronzada, mas pode variar até amarela esverdeada. É observada nas bordas dos grãos de hornblenda verde oliva ou em pequenos grãos isolados que marcam a xistosidade principal (Figs.29-30).

Por último, a titanita que faz parte da paragênese metamórfica e ocorre associada à foliação junto com

epidoto, quartzo e biotita (Fig.30). Esse mineral ocorre em grãos individualizados com formas xenomórficas e geralmente envolvendo um mineral opaco, provavelmente ilmenita.

PROTÓLITOS

Os protólitos dos dioritos Brumado e Rio Grande correspondem a uma associação de rochas ígneas, representadas, principalmente, por quartzo dioritos e tonalitos, e bem mais subordinadamente por dioritos (Figs.10, 11, 16, 21 e 28). A presença de minerais, texturas e/ou tramas reliquias ígneas no diorito Brumado, apontam que zircão, apatita₁, allanita e ilmenita corresponderiam a minerais acessórios, que cristalizaram no início da evolução magmática, seguidos por abundante separação de hornblenda verde e plagioclásio cálcico, e mais tardiamente, por biotita₁ e quartzo₁ (Fig.31). A evolução magmática do diorito Rio Grande é bastante semelhante, onde zircão, apatita, allanita, titanita e ilmenita cristalizaram inicialmente, seguidos por hornblenda verde oliva e plagioclásio, enquanto biotita₁ e quartzo₁ cristalizaram mais tardiamente (Fig.32). A diferença na evolução magmática dos dois corpos em questão reside nos minerais acessórios, onde no diorito Rio Grande formou-se titanita magmática, enquanto no diorito Brumado este mineral é tipicamente metamórfico.

METAMORFISMO

A mineralogia global das rochas dos dioritos Brumado e Rio Grande é representada por zircão, apatita, allanita, ilmenita, hornblenda verde, plagioclásio cálcico, biotita, quartzo, actinolita, titanita, minerais opacos, plagioclásio sódico (albita), epidoto, mica branca, clorita e carbonato. O diorito Rio Grande contribui, ainda, com hornblenda azulada. No diorito Brumado zircão, apatita₁, allanita, ilmenita, hornblenda verde, plagioclásio cálcico, biotita₁ e quartzo₁ correspondem a minerais magmáticos, que não foram completamente modificados durante o evento metamórfico, enquanto actinolita, quartzo₂, minerais opacos, titanita_{1 e 2}, plagioclásio sódico (albita), carbonato₁, epidoto_{1, 2 e 3}, mica branca, biotita_{2 e 3} representam as fases minerais formadas e/ou relacionadas ao referido evento (Fig.31). No diorito Rio Grande a assembléia primária é representada por zircão, apatita, ilmenita, allanita, titanita₁, hornblenda verde oliva, plagioclásio cálcico, biotita₁ e quartzo₁; e a assembléia

metamórfica por hornblenda azulada, actinolita, quartzo₂, minerais opacos, titanita₂ e ₃, plagioclásio(sódico (albita/oligoclásio), epidoto, mica branca, biotita₂e₃, clorita e carbonato (Fig.32).

Caracterizou-se no diorito Rio Grande que a paragênese metamórfica principal foi formada de modo sincrônico a tardio com o desenvolvimento da xistosidade e é constituída de hornblenda azulada+actinolita+albita-oligoclásio+epidoto+biotita verde amarronzada+zoizita/clinozoizita±titanita±clorita±carbonato. Nas rochas deste corpo, cuja deformação foi moderada a mais intensa, observa-se uma xistosidade contínua a ligeiramente disjuntiva. Neste último caso, os domínios de clivagem são pouco abundantes, enquanto os micrólitos são formados

por porfiroclastos de pseudomorfos de plagioclásio e, mas subordinadamente, por hornblenda verde oliva. Geralmente, todos os porfiroclastos são alongados segundo a xistosidade formando a textura *augen*.

As mudanças metamórficas no diorito Brumado envolveram: transformação da hornblenda verde para actinolita e exsolução de Ti e Fe, que reagiram com o fluido, proporcionando a formação (ao longo das clivagens da hornblenda) de finas ripas alongadas de titanita₁ e minerais opacos, principalmente ilmenita; formação de *blebs* de quartzo₂ contemporaneamente à formação da actinolita; decalcificação do plagioclásio cálcico com a formação de plagioclásio sódico, epidoto₁ e mica branca, inclusive, com a nucleação de

MINERAIS/PROCESSOS	CRISTALIZAÇÃO ÍGNEA	METAMORFISMO REGIONAL	METASSOMATISMO POTÁSSICO
Zircão	----		
Apatita ₁	----		
Allanita	----		
Ilmenita/magnetita	----		
Hornblenda verde amarronzada	-----		
Plagioclásio cálcico	-----		
Biotita ₁	-----		
Quartzo ₁	-----		
Actinolita (hornb)		-----	
Minerais opacos (hornb)		-----	
Titanita ₁ (hornb)		-----	
Quartzo ₂ (act)		-----	
Plagioclásio sódico (plag. Ca)		-----	
Epidoto ₁ (plag. Ca)		-----	
Epidoto ₂ (allanita)		-----	
Mica branca (plag. Ca)		-----	
Biotita ₂ (plag. Ca)		-----	
Titanita ₂ (ilmenita)		-----	
Epidoto ₃ (apatita)		-----	
Biotita ₃ (hornb)		-----	
Carbonato ₁ (plagioclásio)		-----	
Biotita ₄ (act)			-----
Biotita ₅ (hornb)			-----
Titanita ₃ (biotita)			-----
Apatita ₂ (biotita)			-----
Epidoto ₄ (biotita)			-----
Quartzo ₃ (biotita)			-----
Clorita (biotita)			-----
Carbonato ₂ (plagioclásio)			-----

Fig.31- Evolução ígnea, metamórfica e metassomática sugerida para as rochas da fácies média do Diorito Brumado.

Obs: O nome do mineral entre parênteses refere-se à principal fase reagente utilizada para formar o mineral considerado como produto; hornb – hornblenda verde; act – actinolita; plag. Ca – plagioclásio cálcico.

subordinada biotita₂, decorrente do potássio exsolvido do plagioclásio; formação de biotita₃ nas bordas dos grãos de hornblenda devido à liberação do potássio presente nesta; manteamento da ilmenita por titanita₂; formação de epidoto₂ ao redor da allanita; e de epidoto₃ ao redor da apatita₁. Admite-se que o evento metamórfico em questão tenha sido isoquímico e que as mudanças ocorridas estariam somente relacionadas à incorporação de água do fluido, sem adição ou remoção substancial de outros componentes químicos.

Nas rochas dos dois corpos, caracterizou-se a ausência de hornblenda marrom metamórfica e definiu-se a presença da associação actinolita+albita±epidoto±titanita. Os três primeiros minerais teriam sido formados a partir da transformação metamórfica da hornblenda verde e do plagioclásio cálcico, ambos magmáticos, enquanto a titanita envolveria a reação de ilmenita. TOMASSON & KRISTMANSDOTTIR (1972) e WINKLER (1977) descrevem que o aparecimento de actinolita em rochas básicas se processaria por volta de 300°C,

enquanto o surgimento de hornblenda metamórfica, por volta de 500°C. No caso do diorito Rio Grande nota-se, ainda a presença de hornblenda verde azulada, que aponta para condições de temperatura um pouco mais elevadas que a da actinolita, porém ainda dentro do intervalo da fácies xisto verde ou, no máximo, epidoto anfíbolito (BUCHER & FREY, 1994). Neste contexto, FRANZ & SILVERSTONE (1992) descreveram que os minerais da família do epidoto estariam presentes, em sistemas hidrotermais e metamórficos, em uma ampla faixa de temperaturas, desde cerca de 230°C até cerca de 550°C, não sendo desta maneira, considerados como minerais índices para o metamorfismo.

A partir dos dados apresentados, sugere-se que as condições metamórficas a que foram submetidos os protólitos dos dioritos Brumado e Rio Grande seriam condizentes com aquelas da fácies xisto verde e/ou epidoto anfíbolito, com intervalo de temperatura variando entre 300°C e 550°C.

Minerais/Processos	Cristalização Ígnea	Metamorfismo regional
Zircão	-----	
Apatita	-----	
Ilmenita	-----	
Allanita	-----	
Titanita ₁	-----	
Hornblenda verde oliva	-----	
Plagioclásio cálcico	-----	
Biotita ₁	-----	
Quartzo ₁	-----	
Hornb. azulada (hornb.)		-----
Actinolita (hornb)		-----
Minerais opacos (hornb)		-----
Titanita ₂ (hornb)		-----
Quartzo ₂ (act)		-----
Plagioclásio sódico (plag. Ca)		-----
Epidoto (plag. Ca)		-----
Mica branca (plag. Ca)		-----
Biotita ₂ (plag. Ca)		-----
Titanita ₃ (ilmenita)		-----
Biotita ₃ (hornb)		-----
Clorita (biotita)		-----
Carbonato (plag. Ca)		-----

Fig.32 - Evolução ígnea e metamórfica sugerida para as rochas do diorito Rio Grande.

METASSOMATISMO POTÁSSICO

Posteriormente ao metamorfismo, a mineralogia do diorito Brumado foi modificada durante um evento metassomático potássico (cabe ressaltar que este processo não foi caracterizado no diorito Rio Grande), envolvendo, principalmente, a transferência de massa, ocasionada a partir da intrusão (em fraturas e zonas de fraqueza) de magmas tonalíticos-graníticos, atualmente representados por diques, aplitos quartzo-feldspáticos e corpos pegmatíticos, geneticamente e temporalmente correlacionados ao granitóide Ritápolis, cuja idade de cristalização é de 2121 ± 7 Ma (ÁVILA *et al.*, 1998). A invasão desses magmas de composição química contrastante com a composição das rochas dioríticas proporcionou o estabelecimento de um gradiente químico, suficiente para o desenvolvimento das condições necessárias para que determinados elementos fossem trocados, e que novos minerais se formassem nas zonas de contato e/ou cercanias destas. Essa troca de elementos foi acentuada a partir da circulação de uma fase fluida metassomática de composição contrastante a da rocha encaixante, ao longo de regiões de maior permeabilidade nas rochas dioríticas, representadas por zonas de fraqueza e pela interface dos contatos entre tipos litológicos distintos, onde transcorreu a ampla substituição do anfibólio hospedeiro (seja ele hornblenda ígnea reliquiar ou actinolita) por biotita em um processo, inicialmente, caracterizado como de metassomatismo por infiltração.

No caso do diorito Brumado, os fluidos promoveram a formação de uma nova geração de minerais, representada por biotita_{4 e 5}, titanita₃, apatita₂, epidoto₄, quartzo₃, carbonato₂ e clorita (Fig. 31). A formação de biotita metassomática (biotitas_{4 e 5}) nas rochas das quatro fácies (grossa, média, média/fina e microporfirítica seriada) do diorito Brumado necessitou da adição de potássio ao sistema, o qual estaria associado a uma fonte externa, representada pelo magma pai do granitóide

Ritápolis. Outros minerais, tais como epidoto, apatita, titanita, quartzo, carbonato e clorita também foram formados a partir da remobilização interna de certos elementos químicos, que estariam relacionados à interação entre a rocha invadida e a fase fluida metassomática potássica.

Dentro do contexto do evento metassomático potássico, o metassomatismo por infiltração pode ter sido sucedido por um metassomatismo por difusão, onde a troca de componentes químicos seria ocasionada pela circulação de soluções intersticiais estacionárias, sendo muito importante para este caso, à taxa de reação do material. A formação de biotita nas rochas dioríticas em zonas afastadas das margens dos diques do granitóide Ritápolis, por exemplo, pode estar relacionada à circulação dessas soluções intersticiais. Assim, durante a transformação da actinolita para biotita, o excesso de SiO₂ liberado pode ter sido carreado em solução para outras porções da rocha, onde cristalizou sob a forma de pequenos bolsões ou veios de quartzo. Atribui-se a ausência de microclina na paragênese metassomática das rochas dessas zonas a alguns fatores, tais como: *i*) disponibilidade nas rochas encaixantes de um excesso de Fe, que em conjunto com o Si e K formariam a biotita; *ii*) fraca mobilidade do alumínio durante as transformações mineralógicas supracitadas.

Semelhantemente ao descrito nas rochas dos corpos piroxenítico-gabróicos (ÁVILA *et al.*, 1999) também foi observado em rochas do diorito Brumado próximas do contato com um dique relacionado ao granitóide Ritápolis, um possível padrão de zoneamento mineralógico, atribuído ao metassomatismo potássico (Tab.6). Conclui-se, com base em tais exemplos, que o número de fases minerais presentes em cada uma das zonas metassomáticas depende dos minerais envolvidos na rocha encaixante e da natureza dos componentes químicos adicionados e retirados pela fase fluida metassomática, admitindo-se que o fluxo de fluidos, durante o metassomatismo, foi de caráter bilateral.

TABELA 6. Paragênese das principais zonas metassomáticas observadas nas rochas do diorito Brumado invadidas por diques e aplitos, correlacionados ao granitóide Ritápolis.

LOCALIZAÇÃO DA ZONA	PARAGÊNESE OBSERVADA
Zona de contato	Biotita _{4 e 5} + quartzo ₃ ± epidoto ₄ ± titanita ₃ ± hornblenda + actinolita
Zona mediana (1cm do contato)	Biotita _{4 e 5} + hornblenda + actinolita ± epidoto ₄ ± titanita ₃ ± quartzo ₃
Zona afastada (>1cm do contato)	Hornblenda + actinolita ± biotita _{4 e 5} ± epidoto ₄ ± titanita ₃

Caracterizou-se, na região próxima ao contato com o dique de granitóide, o amplo predomínio modal de biotita em relação ao anfibólio, que pode até estar mesmo ausente em decorrência da sua total transformação em biotita (Tab.6). O quartzo₃ nestas zonas também representa uma fase mineral importante, enquanto epidoto₄ e titanita₃ são muito restritos. Na zona mediana desse contato (distante cerca de 1cm), verifica-se, ainda, o predomínio da biotita em relação ao anfibólio, porém este último já pode estar presente em proporções significativas, enquanto o quartzo já é um mineral mais raro. Nas zonas afastadas mais de 3cm do contato com o dique de granitóide, observa-se o amplo predomínio do anfibólio em relação à biotita_{4 e 5}, enquanto o quartzo₃ é uma fase que só se faz presente se participar da mineralogia da rocha antes do evento metamórfico. O plagioclásio é observado em todas as associações minerais de cada uma das três zonas descritas, enquanto epidoto₄ e titanita₃ encontram-se em paragênese com os grãos de biotita_{4 e 5}.

INTERVALO DO EVENTO METAMÓRFICO PALEOPROTEROZÓICO

Os dioritos Brumado e Rio Grande apresentam suas respectivas mineralogias primárias modificadas por um mesmo evento metamórfico Paleoproterozóico (Tab.1), que alcançou condições de pressão e temperatura condizentes com a fácies xisto verde e/ou epidoto anfibolito. Este evento culminou com o desenvolvimento da paragênese actinolita+albita+epidoto+titanita+hornblenda verde azulada, esta última fase mineral presente somente no diorito Rio Grande. A idade máxima desse evento metamórfico na região de São João del Rei está relacionada à idade mínima de cristalização do diorito Brumado (2131 ± 4 Ma; ÁVILA, 2000), pois a mineralogia primária do referido corpo é substituída pela paragênese metamórfica de fácies xisto verde. Na região de Lavras, a idade máxima para este evento metamórfico também é balizada pela idade mínima de cristalização do diorito Rio Grande (2155 ± 3 Ma; CHERMAN, 2004), cuja mineralogia primária também é substituída por uma paragênese metamórfica de fácies xisto verde e/ou epidoto anfibolito.

Admite-se que a idade mínima para o supracitado evento metamórfico na porção meridional do Cráton São Francisco (região entre Lavras e São João del Rei) ainda não é bem definida, pois esta apresenta uma variação de cerca de 20 Ma. Na região de São João del Rei, a actinolita metamórfica do diorito Brumado é substituída por

biotita metamórfica, necessitando da adição de potássio ao sistema, o qual estaria relacionado, segundo ÁVILA (2000), a uma fonte externa, representada por diques e apófises graníticas e por corpos pegmatíticos relacionados ao granitóide Ritópolis, cuja idade mínima de cristalização por evaporação de Pb em zircão é 2121 ± 7 Ma (ÁVILA *et al.*, 1998). Desta forma, o pulso metamórfico de fácies xisto verde desenvolvido na região de São João del Rei teria idade entre 2131 ± 4 Ma e 2121 ± 7 Ma e estaria associado à evolução paleoproterozóica do cinturão Mineiro. Na região de Lavras, a idade mínima do pulso metamórfico também é balizada pela idade mínima de cristalização por evaporação de Pb em zircão da fase félsica associada ao granitóide Itumirim, cuja idade é 2101 ± 8 Ma (CHERMAN, 2004), pois diques do mesmo encontram-se dobrados conjuntamente com rochas do diorito Rio Grande (COUTO, 2000). Neste sentido, o intervalo de idade do evento metamórfico para a região de Lavras seria entre 2155 ± 3 Ma e 2101 ± 8 Ma, estando também associado à evolução paleoproterozóica do cinturão Mineiro. Quando comparamos a idade e a fácies metamórfica do último evento metamórfico associado ao Paleoproterozóico da região de Lavras-São João del Rei com a área do Quadrilátero Ferrífero, podem ser evidenciadas duas marcantes diferenças: *i*) na região de Lavras-São João del Rei o evento metamórfico é de fácies xisto verde e/ou epidoto anfibolito, enquanto no Quadrilátero Ferrífero predomina o de fácies anfibolito (NOCE, 1995); *ii*) a idade do pulso metamórfico da região de Lavras-São João del Rei varia entre 2121 e 2101 Ma, enquanto no Quadrilátero Ferrífero este varia entre 2059 Ma e 2041 Ma (MACHADO *et al.*, 1992).

CONCLUSÕES

Os corpos Brumado e Rio Grande reúnem dioritos, quartzo-dioritos e tonalitos, os quais foram interpretados como membros de uma associação ígnea originada por cristalização fracionada de um magma andesítico/diorítico. O diorito Brumado exibe quatro diferentes fácies texturais denominadas de grossa, média, média/fina e microporfirítica seriada. No diorito Rio Grande, ao contrário, fácies dessa natureza não foram caracterizadas, enquanto foliações e feições microestruturais são bem freqüentes.

O posicionamento estratigráfico dos dioritos Brumado e Rio Grande, em relação aos demais litótipos regionais, é bem definido, pois estes são: *i*) intrusivos em rochas anfíbolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes; *ii*) possuem xenólitos de rochas metaultramáficas (actinolitos) relacionados a corpos piroxeníticos-gabróicos de idade indefinida; *iii*) são cortados por apófises graníticas paleoproterozóica, cujas idades variam entre 2121 ± 7 Ma e 2101 ± 8 Ma.

Caracterizou-se nas rochas dos dois corpos dioríticos do presente estudo a presença da paragênese metamórfica representada por actinolita+albita+epidoto+titanita, típica para a fácies xisto verde e/ou epidoto anfíbolito, cuja idade mínima varia entre 2121 e 2101 Ma, que é diferente da idade do pulso metamórfico do Quadrilátero Ferrífero, que varia entre 2059 Ma e 2041 Ma. Condições de temperatura mais elevada foram definidas no diorito Rio Grande em relação ao diorito Brumado devido à presença de hornblenda azulada no primeiro.

A formação de biotita metassomática nas rochas das quatro fácies do diorito Brumado necessitou da adição de potássio ao sistema, o qual estaria associado a uma fonte externa, representada por diques, apófises graníticas e corpos pegmatíticos, relacionados ao magma pai do granitóide Ritápolis, cuja idade mínima de cristalização é 2121 ± 7 Ma.

AGRADECIMENTOS

Aos geólogos Andrei Nissen, Fabiano Mendes Couto, Daniel Cardoso Dutra, Paulo Roberto Dal Cere, Cecília Maria Mazza e Rodrigo Silveira e Silveira pelo apoio nas atividades de campo. Ao professor Rubens Porto Júnior (UFRRJ) e a um revisor anônimo pelas sugestões e correções apontadas. À Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Rio de Janeiro – FAPERJ (proc. # 170.023/2003 para Ciro Alexandre Ávila) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq (proc. # 475673/04-2 para Ciro Alexandre Ávila) pelo apoio financeiro para a realização das atividades de campo.

REFERÊNCIAS

ÁVILA, C.A., 1992. **Geologia, petrografia e geoquímica das rochas pré-cambrianas (Unidade Metadiorítica Ibitutinga e Unidade Metatrondhjemítica Caburu)**

intrusivas nas rochas do Greenstone Belt Barbacena, São João Del Rei, Minas Gerais. 265p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

ÁVILA, C.A., 2000. **Geologia, petrografia e geocronologia de corpos plutônicos paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton São Francisco, região de São João Del Rei, Minas Gerais.** 401p. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

ÁVILA, C.A. & VALENÇA, J.G., 1992. Rochas intrusivas precambrianas na região de São João Del Rei, (M.G.). Unidade Metadiorítica Ibitutinga, definição, posicionamento estratigráfico e características petrográficas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Boletim de Resumos Expandidos...**, São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. V.2, p.59-60.

ÁVILA, C.A. & VALENÇA, J.G., 1993. Caracterização geoquímica e ambiente tectônico das rochas dioríticas - tonalíticas precambrianas da região de São João del Rei, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOQUÍMICA, 4., 1993, Brasília. **Boletim Resumos Expandidos...**, Brasília: Sociedade Brasileira de Geoquímica. V.1, p.72-74.

ÁVILA, C.A.; COELHO, C.M.; VALENÇA, J.G. & BRANDÃO, C.P. 1996. Geologia e petrografia de um gabro pós-Transamazônico(?) da região de São João Del Rei, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Boletim de Resumos Expandidos...**, Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia. V.2, p.31-34.

ÁVILA, C.A.; VALENÇA, J.G.; MOURA, C.A.V.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F.V., 1998. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões de corpos metaplutônicos da região de São João Del Rei, borda sul do Cráton do São Francisco, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Boletim de Resumos...**, Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia. V.1, p.75-78.

ÁVILA, C.A.; VALENÇA, J.G.; NETO, A.A. & COUTO, F.M., 1999. Geologia e petrografia de rochas piroxeníticas-gabróicas arqueanas/paleoproterozóicas da borda sul do Cráton do São Francisco. **Boletim do Museu Nacional, Nova Série, Geologia, 50:**1-30.

ÁVILA, C.A.; VALENÇA, J.G.; MOURA, C.A.V.; KLEIN, V.C. & PEREIRA, R.M., 2003. Geoquímica e idade do Tonalito/trondhjemitó Cassiterita, borda meridional do Cráton São Francisco, Minas Gerais. **Arquivos do Museu Nacional, 61(4):**267-284.

ÁVILA, C.A.; TEIXEIRA, W. & PEREIRA, R.M., 2004. Geologia e petrografia do Quartzó Monzodiorito Glória,

Cinturão Mineiro, porção sul do Craton São Francisco, Minas Gerais. **Arquivos do Museu Nacional**, **62**(1):83-98.

ÁVILA, C.A.; BARRUETO, H.R.; TEIXEIRA, W. & PEREIRA, R.M., 2006a. Geochemistry of the Glória Quartz-monzodiorite: implications of dioritic magmatism in the paleoproterozoic evolution of the southern sector of the Mineiro Belt, Minas Gerais State, Brazil. **Arquivos do Museu Nacional**, **64**(1):73-92.

ÁVILA, C.A.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; BARRUETO, H.R.; PEREIRA, R.M.; MARTINS, V.T.S.; MOURA, V.T.S.; DUNYI, L., 2006b. The Gloria Quartz-Monzodiorite: the arc-related magmatism in the western segment of the paleoproterozoic Mineiro belt, Minas Gerais State, Brazil: isotopic and chemical constraints. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, **78**(3):543-556.

BUCHER, K. & FREY, M., 1994. **Petrogenesis of metamorphic rocks**. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag. 318p.

CAMPOS, J.C.S., 2004. **O lineamento Jeceaba - Bom Sucesso como limite dos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Craton São Francisco meridional: evidências geológicas, geoquímicas (rocha total) e geocronológica (U-Pb)**. 161p. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

CHERMAN, A.F., 1999. **Geologia e petrografia de áreas dos Greenstone Belt Rio Capivari-Rio das Mortes e Itumirim-Tiradentes e rochas granitoides associadas, entre Nazareno e Lavras (Estado de Minas Gerais)**. 161p. Dissertação (Mestrado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

CHERMAN, A.F., 2004. **Geologia, petrografia e geocronologia de ortognaisses paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton do São Francisco, na região entre Itumirim e Nazareno, Minas Gerais**. 259p. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

COUTO, F.M., 2000. **Metadioritos, metaquartzo dioritos e metatonalitos (associação MDQT) e suas rochas encaixantes do Greenstone Belt Barbacena, na região de Lavras - Nazareno (sul do Estado de Minas Gerais)**. 75p. Dissertação (Mestrado em Geologia), Programa de Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

ERICHSEN, A.I., 1929. Geologia da Folha São João D'El Rey, Estado de Minas Gerais. **Boletim do Departamento Nacional Produção Mineral - Serviço de Geologia e Mineralogia**, **36**:1-26.

FORTES, P.T.F.O. & LARANJEIRAS, N.P.F., 1987.

Mapeamento geológico e aspectos petrográficos e petrológicos do Grupo Barbacena na região de Itumirim-Nazareno, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA MINAS GERAIS, 4., 1987, Belo Horizonte. **Anais...**, Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia. V.1, p.164-178.

FRANZ, G. & SILVERSTONE, J., 1992. An empirical phase diagram for the clinozoisite-zoisite transformation in the system $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ - $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}^{+3}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. **American Mineralogist**, **77**(5-6):631-642.

GUIMARÃES, D. & GUEDES, S.V., 1944. Nota preliminar sobre a região estanífera de São João Del Rei, Minas Gerais. **Avulso do Departamento Nacional Produção Mineral - Departamento de Fomento Produção Mineral**, **58**:13-26.

MACHADO, N.; NOCE, C.M.; LADEIRA, E.A. & BELO DE OLIVEIRA, O., 1992. U-Pb geocronology of Archean magmatism and proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. **Geological Society of America Bulletin**, **104**(9):1221-1227.

NOCE, C.M., 1995. **Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais**. 128p. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

NOCE, C.M.; TEIXEIRA, W.; QUÉMÊNEUR, J.J.G.; MARTINS, V.T.S. & BOLZACHINI, E., 2000. Isotopic signatures of paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. **Journal of South American Earth Sciences**, **13**(2):225-239.

PADILHA, A.V.; VASCONCELOS, R.M. & GOMES, R.A.A.D., 1991. Evolução geológica. In: VIANA, H.S. (Ed.). **Barbacena. Folha SF.23-X-C-III, Estado do Minas Gerais**. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, DNPM/CPRM. p.111-133.

PIRES, F.R.M. & PORTO JÚNIOR, R., 1986. A mineralização de Sn-Ta-Nb-Li e o Granito Santo Rita, São João Del Rey, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais...**, Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia. V.5, p.2023-2034.

QUÉMÊNEUR, J.J.G. & NOCE, C.M., 2000. Geochemistry and petrology of felsic and mafic suites related to the Paleoproterozoic Transamazonian orogeny in Minas Gerais, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, **30**(1):87-90.

QUÉMÊNEUR, J.J.G.; RIBEIRO, A.; TROUW, R.A.J.; PACIULLO, F.V.P. & HEILBRON, M., 2003. Geologia da Folha Lavras (1:100.000). In: COMIG (Ed.) **Geologia e recursos minerais do sudeste brasileiro**. Belo Horizonte: Companhia Mineradora de Minas Gerais. V. II, p.259-319.

- RIBEIRO, A.; TROUW, R.A.J.; ANDREIS, R.R.; PACIULLO, F.V.P. & VALENÇA, J.G., 1995. Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo brasileiro na margem sul do Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, **25**(4):235-248.
- RIBEIRO, A.; ÁVILA, C.A.; VALENÇA, J.G.; PACIULLO, F.V.P. & TROUW, R.A.J., 2003. Geologia da Folha São João del Rei (1:100.000). In: COMIG (Ed.) **Geologia e recursos minerais do sudeste brasileiro**. Belo Horizonte: Companhia Mineradora de Minas Gerais. V. III, p.521-622.
- SILVA, M.A., 1996. **Geologia e petrografia do corpo metagabroico pré-cambriano de São Sebastião da Vitória, Minas Gerais**. 125p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- SÖLLNER, F. & TROUW, R.A.J., 1997. The Andrelândia Depositional Cycle (Minas Gerais/Brazil), a Post-Transamazonian Sequence South of the São Francisco Craton: Evidence from U-Pb dating on zircons of a Metasediment. **Journal of South American Earth Sciences**, **10**:21-28.
- STRECKEISEN, A., 1976. To each plutonic rock, its proper name. **Earth Science Review**, **12**(1):1-33.
- TEIXEIRA, W.; SABATÉ, P.; BARBOSA, J.; NOCE, C.M. & CARNEIRO, M.A., 2000. Archean and paleoproterozoic evolution of the São Francisco Craton. In: CORDANI, U.G.; MILLANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A. & CAMPOS, D.A. (Eds.) **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral. p.101-138.
- TEIXEIRA, W.; ÁVILA, C.A.; CORDANI, U.G.; MARTINS, V.T.S. & VALENÇA, J.G., 2005. Dados isotópicos (U/Pb, Pb/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr) do plutonismo paleoproterozóico do Cinturão Mineiro, porção meridional do Cráton São Francisco: implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 3., 2005, Salvador. **Anais...**, Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, p.174-177.
- TOLEDO, C.L.B., 2002. **Evolução geológica das rochas máficas e ultramáficas no Greenstone Belt Barbacena, na região de Nazareno, MG**. 307p. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geociências, Departamento de Metalogênese e Geoquímica, Universidade Estadual de Campinas, Campinas.
- TOMASSON, J. & KRISTMANSDOTTIR, H., 1972. High temperature alteration minerals and thermal brines, Reykjanes, Iceland. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, **36**(2):123-134.
- TROUW, R. A. J. & PANKHUST, R. J., 1993. Idades radiométricas ao sul do Cráton do São Francisco: região da folha Barbacena, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2., 1993. Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, v.1, p.260-262.
- WELLS, A.K. & BISHOP, A.C., 1955. An appinitic facies associated with certain granites in Jersey, Channel Islands. Quarterly. **Quarterly Journal of Geological Society**, **111**(442):143-166
- WINKLER, G.F., 1977. **Petrogênese das rochas metamórficas**. São Paulo: Edgard Blücher; Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 4. ed. 254p.